



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**COMPARAÇÕES DE PADRÕES GEOQUÍMICOS DE CLÁSSICOS  
AMBIENTES TECTÔNICOS MODERNOS COM ASSOCIAÇÕES  
LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO**

**ALAN DANTAS CARDOSO**

**SÃO CRISTOVÃO  
2019**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**ALAN DANTAS CARDOSO**

**COMPARAÇÕES DE PADRÕES GEOQUÍMICOS DE CLÁSSICOS  
AMBIENTES TECTÔNICOS MODERNOS COM ASSOCIAÇÕES  
LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO**

ORIENTADORA: Profa. Dra. Cristine Lenz

COORIENTADOR: Prof. Ms. Luiz Henrique Passos

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Cristine Lenz

Profa. Dra. Adriane Machado

Prof. Dr. Luiz Alberto Vedana

Monografia de Conclusão de  
Concurso apresentada como  
requisito parcial para obtenção do  
Título de Bacharel em Geologia.

**SÃO CRISTOVÃO  
2019**

Dedico este trabalho a todas as  
pessoas que contribuem para o  
meu crescimento intelectual e  
pessoal.

## **Agradecimentos**

Agradeço a Deus pelo dom da vida e pelos ótimos planos que trilhou para mim.

Aos meus pais, Edilma Farias Dantas e Carlos Emílio de Oliveira Cardoso, pelos vários esforços para que me tornasse a cada dia uma pessoa melhor no âmbito profissional e pessoal, a minha irmã Karla Greicielly por todo cuidado e companheirismo de uma vida inteira. Essa vitória também é de vocês.

A minha vó Nena por ser sempre o meu refúgio emocional, por toda luz que traz a minha vida, e por ter cuidado de mim nos momentos em que mais precisei.

Ao meu tio Elson por ter sido o herói da minha infância, além do grande amigo que se faz presente na fase adulta.

A minha namorada Karol Mecnas pelo companheirismo e por tudo que vivemos, minha vida é mais feliz contigo.

A minha irmã Carla Emília por toda consideração e por ter me dado os presentes mais lindos que pude ter.

A todos os meus familiares que estiveram comigo nessa trajetória, sempre incentivando e torcendo pelo meu sucesso. Vocês são o alicerce mais forte, o porto seguro mais acolhedor que existe.

Aos meus amigos de vida, tanto da graduação quanto de fora dela. Obrigado por compartilhar comigo momentos sublimes.

A Universidade Federal de Sergipe por toda infraestrutura e suporte para o crescimento necessário para a graduação, declaro aqui meu amor incondicional a esta instituição. Amor este compartilhado a Associação Desportiva Confiança, por ser o melhor lazer e fonte de distração na minha vida.

Aos colégios Didático e San Rafael, onde pude construir toda a minha base e a DESO pela oportunidade. Agradeço também a todos os funcionários destas instituições.

A minha orientadora Cristine, por ter mudado a minha vida para melhor, além de me guiar nessa difícil jornada. Agradeço também a meu coorientador Luiz Henrique Passos por todas as contribuições.

A todos os professores que passaram na vida, assim como a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a minha vitória. Obrigado.



## Resumo

No presente trabalho foram feitas comparações entre as rochas do Domínio Canindé (Unidades Novo Gosto, Gentileza e Suíte Intrusiva Canindé) pertencente ao Cinturão Sergipano, com ambientes tectônicos modernos, onde são geradas rochas semelhantes (riftes e ambientes de arco). As rochas do Domínio Canindé (DC) foram selecionadas para esse trabalho, devido à grande divergência que ocorre em relação a interpretação do ambiente geotectônico, que gerou essas rochas durante o Brasileiro. Essas rochas essencialmente básicas, ocorrem tanto intercaladas com metassedimentos finos (Unidade Novo Gosto), quanto com feições de mistura com magmas intermediários a ácidos (Unidade Gentileza). Ocorrem ainda na forma de um corpo gabróico (Suíte Intrusiva Canindé). Na sua grande maioria ocorrem deformadas e metamorfisadas em médio grau metamórfico. Para os trabalhos de comparações foram usados dados de geoquímica de rocha total de rochas básicas (elementos menores e traços) de um arco magmático (Andes Sul), arco de ilha (Arco da Indonésia), retro-arco (Modelo Numérico Mundial), rifte tipo estreito (Rifte Leste Africano) e rifte tipo largo (*Basin and Range*). Devido aos processos metamórficos, hidrotermais e deformacionais que comumente modificam as características químicas das rochas, estudos de mobilidade de elementos foram feitos nas rochas do DC, para a identificação dos elementos pouco mobilizados. Os elementos do grupo LILE se apresentam na sua grande maioria dispersos nos diagramas binários, tendo sido possivelmente remobilizados, enquanto a maioria dos ETRs e HFSE se apresentam imóveis. As comparações forneceram resultados importantes, sendo que os ambientes que mais se assemelham em termos de geoquímica são os ambientes de arco continental, retro-arco e ambiente de rifte com uma zona de subducção próxima. Dessa forma sugerimos com esse trabalho, que as rochas do Domínio Canindé estejam relacionadas diretamente ou em suas adjacências com uma zona de subducção.

**Palavras-chave:** Ambientes tectônicos; Rochas básicas; Zona de subducção

## Abstract

In this research we show comparisons between the Canindé Domain rocks (*Novo Gosto* and *Gentileza* Units and the *Canindé* Intrusive Suite) belonging to the *Sergipano* Belt, with modern tectonic environments where similar rocks are generated (rift and arc environments). The *Canindé* Domain rocks were selected for this research due to the big divergence in the interpretation of the geotectonic settings of these *Brasiliano* association of rocks. These rocks are essentially basic rocks, which occur both intercalated with fine metasediments (*Novo Gosto* Unit) and with mixing features with acid-intermediate magma (*Gentileza* Unit), and finally occur as a gabbroic body (*Canindé* Intrusive Suite). Most of the rocks occur deformed and metamorphosed in medium grade. For the comparisons we used whole rock geochemistry data from basic rocks (minor and trace elements) of a magmatic arc (South Andes), island arc (Indonesian Arch), retro-arc (World Numerical Model), narrow type rift (East African Rift) and broad type rift (Basin and Range). Due to the metamorphic, hydrothermal and deformational processes that commonly modify the chemical characteristics of the rocks, element mobility studies have been performed on the DC rocks to identify the mobilized elements. The elements of the LILE group are mostly dispersed in the binary diagrams, possibly having been remobilized while most of the ETRs and HFSE are immobile. Comparisons have yielded important results and the most geochemical-resembling similar modern environments are the magmatic arc, retro-arc and rift environment with a close subduction zone. Thus, we suggest with these results that the rocks of the *Canindé* Domain are directly related or adjacent to a subduction zone.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização do Domínio Canindé (Modificado de Passos, 2016). .....	15
Figura 2: Tabela periódica com a classificação de Goldschmidt (White, 2013). ...	17
Figura 3: Diagrama TAS (Segundo Le Bas <i>et al.</i> 1992). ....	19
Figura 4: Diagramas Harker (De Liz <i>et al.</i> , 2009). ....	19
Figura 5: Tabela periódica com divisão de acordo com o comportamento dos elementos (White, 2013). ....	21
Figura 6: Exemplo de diagrama de Elementos Terras Raras (Mecenas, 2019). ...	24
Figura 7: Diagrama multielementar de elementos traços, mostrando padrões químicos de N-MORB, P-MORB e OIB (Sun <i>et al.</i> , 1979). ....	30
Figura 8: Esquema de formação dos OIBs, MORBs tipo N e tipo P (Modificado Winter, 1989 ). ....	31
Figura 9: Diagrama 3Tb – Th – 2Ta (Cabanis & Thieblemont, 1988). TAP- Toleíto de arco primitivo; BA- bacias e arcos imaturos; TC- Toleítos Continentais; Tho- N- MORB e raramente P-MORB; Trans- Basaltos Trasicionais; BA- Basaltos de frente de arco e retro-arco; Alc- OIB e basaltos alcalinos continentais .....	32
Figura 10: Exemplo de um ambiente de subducção (Ducea <i>et al.</i> , 2015) .....	33
Figura 11: Modelo de ambiente de bacia de retro-arco (Ducea <i>et al.</i> , 2015). ....	35
Figura 12: Diagramas de enriquecimento em elementos incompatíveis de análises típicas de basaltos. (a) Magmas tipo N-MORBs e OIBs, (b) Platôs e MORBs e (c) basaltos associados à subducção (Gill, 2014). ....	37
Figura 13: Figura mostrando a Província Borborema. (Extraído de CPRM, 2003). .....	51
Figura 14: Mapa de esboço tectono-estratigráfico do Estado de Sergipe, mostrando o Cinturão Sergipano (Modificado de Santos <i>et al.</i> , 1998). ....	52
Figura 15: A) Afloramento de chão de drenagem, evidenciando a sequência metavulcanossedimentar; B) Paredão rochoso mostrando intercalações entre os anfíbolitos de origem ígnea e rochas de origem sedimentar; C) Afloramento de bloco evidenciando <i>boudins</i> na sequência metavulcanossedimentar; D) Paredão	

rochoso evidenciando intercalações entre os anfibolitos de origem ígnea e rochas de origem sedimentar.....	57
Figura 16: A) Afloramento de Gabro da SIC com alto teor de Fe-Ti; B) Afloramento mostrando fragmentos da Unidade Novo Gosto englobados por rochas da SIC; C) Afloramento de rochas de granulação média a grossa da SIC. ....	59
Figura 17: A) Afloramento de corte de estrada mostrando interação entre o anfibolito do Gentileza e rocha félsica (Granito Boa Esperança?), B) Afloramento <i>in situ</i> da rocha híbrida do Gentileza, evidenciando o magmatismo bimodal; C) Afloramento do anfibolito do Gentileza sendo cortado por um granito tardio. ....	61
Figura 18: Rb, Ba, U, Nb, La, Ce, Th e Ta plotados contra Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza, Novo Gosto e da SIC. ....	63
Figura 19: Sr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Hf, Ti, Dy e Pr plotados contra Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza, Novo Gosto e da SIC. ....	64
Figura 20: Y, Ho, Yb, Lu e Er plotados contra Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza, Novo Gosto e da SIC. ....	65
Figura 21: Figurando ilustrativa evidenciando a Cordilheira dos Andes (N: Serra Nevada; Q: Serra Quinchilca) ( <i>Fonte: Google</i> ).....	66
Figura 22: Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Andes Sul; (B) SIC vs Andes Sul; (C) Gentileza vs Andes Sul.....	68
Figura 23: Imagem ilustrativa do Arco da Indonésia. ( <i>Fonte: Google</i> ). ....	69
Figura 24: Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre Domínio Canindé e Arco Indonésia, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Arco da Indonésia; (B) SIC vs Arco da Indonésia; (C) Gentileza vs Arco da Indonésia.....	71
Figura 25: Diagrama multielementar para comparação geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Retro-Arco (B) SIC vs Retro-Arco; (C) Gentileza vs Retro-Arco.....	73
Figura 26: Figura ilustrativa do Rife do Leste da África (A: Afar; E: Etiópia; T: Turkana; K: Kivu). ( <i>Fonte: Google</i> ).....	74

Figura 27: Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Turkana, (B) SIC vs Turkana e (C) Gentileza vs Turkana .....	76
Figura 28: Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Kivu, (B) SIC vs Kivu e (C) Gentileza vs Kivu.....	77
Figura 29: Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Afar, (B) SIC vs Afar e (C) GEntileza vs Afar .....	79
Figura 30: Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Etiópia, (B) SIC vs Etiópia e Gentileza vs Etiópia.....	80
Figura 31: Imagem ilustrativa evidenciando o Basin and Range. ( <i>Fonte: Google</i> ).81	
Figura 32: Diagrama multielementar para comparação geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Basin and Range; (B) SIC vs Basin and Range; (C) Gentileza vs Basin and Range.....	83

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Sequência das fases deformacionais segundo Nascimento (2005). .....	54
Tabela 2: Correlação entre autor e hipótese de evolução das rochas do Domínio Canindé.....	54

## LISTA DE SIGLAS

BABB – *Back Arc Basin Basalt*

CS – Cinturão Sergipano

DC – Domínio Canindé

ETR – Elementos Terras Raras

ETRL – Elementos Terras Raras Leves

ETRP – Elementos Terras Raras Pesados

EUA- Estados Unidos da América

GEOROC – *Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*

HFSE – *High Field Strength Elements*

Kd – Coeficiente de partição

LILE – *Large Ion Lithophile Elements*

LIP – *Large Igneous Province*

MDN – Mediana

MORB – *Middle Ocean Ridge Basalt*

OIB – *Ocean Island Basalt*

RE – Rifte da Etiópia

RLA – Rifte do Leste Africano

SIC – Suíte Intrusiva Canindé

TAS – Total de álcalis vs sílica

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
<b>2. EMBASAMENTO TEÓRICO.....</b>	<b>15</b>
<b>2.1. Geoquímica.....</b>	<b>15</b>
2.1.1 Elementos Maiores .....	17
2.1.2 Elementos Traços.....	20
2.1.3 Elementos Voláteis .....	21
2.1.4 Elementos Semi-Voláteis.....	21
2.1.5 Elementos Alcalinos e Alcalinos Terrosos .....	22
2.1.6 Elementos HFSE .....	22
2.1.7 Elementos Terras Raras e Y .....	23
2.1.8 Metais de Transição .....	25
2.1.9 Mobilidade dos Elementos.....	25
2.1.10 Dependência Composicional .....	26
<b>2.2 Geoquímica de Ambientes Tectônicos .....</b>	<b>26</b>
2.2.2 MORBs .....	30
2.2.3 Subducção.....	33
<b>2.3 Diferenciando Ambientes .....</b>	<b>36</b>
<b>2.4 Ambientes Tectônicos Compatíveis.....</b>	<b>38</b>
2.4.1 Ambiente de Arco Continental .....	38
2.4.2 Ambiente de Arco de Ilha .....	39
2.4.3 Ambiente Retro-Arco .....	41
2.4.4 Ambiente de Rifte .....	42
<b>3. METODOLOGIA .....</b>	<b>46</b>
<b>3.1 Levantamento Bibliográfico e Expedição de Campo .....</b>	<b>46</b>
<b>3.2 Compilação de Dados de Geoquímica .....</b>	<b>47</b>
<b>3.3 Tratamento de Dados de Geoquímica .....</b>	<b>48</b>
<b>3.4 Criação de Gráficos Binários e Diagramas multielementares.....</b>	<b>49</b>
<b>3.5 Interpretação dos Resultados .....</b>	<b>49</b>
<b>4. GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>49</b>



<b>4.1 Geologia Local.....</b>	<b>56</b>
4.1.1 Unidade Novo Gosto .....	56
4.1.2 Suíte Intrusiva Canindé .....	58
4.1.3 Unidade Gentileza .....	59
<b>5. AVALIAÇÃO DE MOBILIDADE DOS ELEMENTOS .....</b>	<b>61</b>
<b>6. COMPARAÇÃO DO DOMÍNIO CANINDÉ COM AMBIENTES MODERNOS ..</b>	<b>66</b>
6.1 Ambiente de Arco Magmático .....	66
6.2 Ambiente Adjacente a Arco .....	72
6.3 Ambiente de Rifte .....	74
<b>7. DISCUSSÕES .....</b>	<b>84</b>
<b>8. CONCLUSÕES .....</b>	<b>87</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>87</b>

## 1. INTRODUÇÃO

As rochas básicas do Domínio Canindé, Cinturão Sergipano, foram alvos de inúmeros estudos geológicos ao longo dos últimos anos. Entretanto, várias divergências foram encontradas pelos autores dos estudos, principalmente no que se refere ao provável ambiente tectônico de formação dessas rochas. Tendo conhecimento dessas divergências, o presente trabalho busca fazer comparações das assinaturas geoquímicas entre essas rochas com rochas semelhantes formadas em ambientes tectônicos modernos. Com isso, torna-se possível o avanço do entendimento dos possíveis paleoambientes em que estavam inseridas as associações de rochas, subsidiando melhorias para o entendimento da evolução tectônica do domínio, e consequentemente contribuindo para a compreensão da evolução de parte do Cinturão Sergipano.

A utilização da geoquímica para o estudo de rochas ígneas básicas tem fornecido significativas contribuições na reconstrução da evolução geológica de áreas complexas, demonstrando que é possível conhecer características importantes da gênese das rochas, como também evidenciar eventos de deformação e metamorfismo (Ernst *et al.*, 1991; Menezes Leal *et al.*, 2008; Khalifa *et al.*, 2011).

Apesar da possibilidade de entender a história evolutiva de um ambiente, através da utilização de geoquímica, as variações petrogenéticas do magmatismo pré-cambriano e os diferentes processos secundários que as rochas sofrem, dificultam a caracterização e interpretação gerando assinaturas geoquímicas de maior complexidade (Mazzucchelli *et al.*, 2000; Campos & Philipp, 2007).

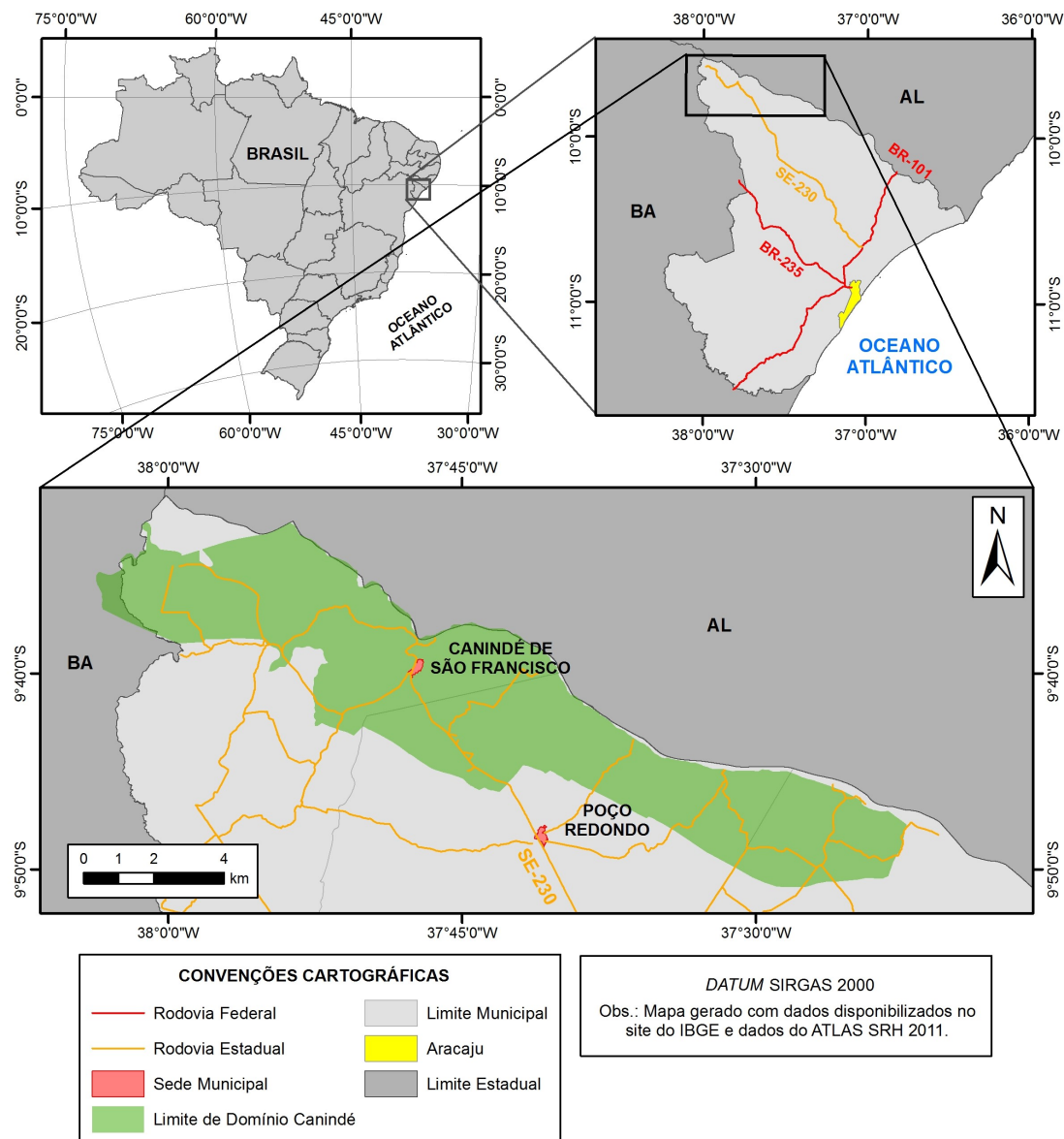
As rochas alvo desse estudo afloram no Domínio Canindé (DC), porção noroeste do Estado de Sergipe (Figura 1) e do Cinturão Sergipano (CS). São rochas básicas que sofreram deformações e metamorfismo durante o Neoproterozoico (Oliveira *et al.*, 2010). O COS é um cinturão de dobramentos e cavalgamentos pré-cambriano localizado no nordeste do Brasil e pertence a Província Borborema. Segundo Brito Neves & Fuck (2013), o cinturão é formado devido à colisão entre o Cráton São Francisco-Congo e o Maciço Pernambuco-Alagoas, durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana.

Como pode ser visto no mapa geológico do Estado de Sergipe da CPRM (1977), o Domínio Canindé está dividido principalmente em dois grandes grupos: Complexo Canindé (Unidade Novo Gosto e Unidade Gentileza) e Suíte Intrusiva Canindé (SIC). Ambos os grupos serão estudados neste trabalho.

A Unidade Novo Gosto ocorre com uma intercalação de rochas de origem ígnea e sedimentar metamorfasadas. Os anfibolitos, rochas de protólito ígneo, possuem granulação fina e são formadas essencialmente por anfibólio e plagioclásio, além de quartzo, titanita, ilmenita, zircão e minerais hidratados como epídoto, clorita e sericita (Nascimento, 2005). As rochas de protólito sedimentar são metagrauvacas, metapelitos, metassiltitos, metacherts e rochas carbonáticas, que apresentam níveis de composição e granulação diferentes (Nascimento, 2005). Essa unidade foi datada por Nascimento (2005) pelo método U-Pb, e foram encontrados três grupos de idades de zircões detríticos (977 Ma, 718 Ma e 679 Ma)

A Suíte Intrusiva Canindé é composta por peridotitos, noritos, gabro-noritos, gabros, troctolitos e anortositos, possuindo rochas com altas composições de Fe-Ti (Nascimento, 2005). A granulometria é mais grosseira que as rochas adjacentes e é comum encontrar minerais como olivina e piroxênio. Oliveira *et al.*, (2010) datou cristais de zircão em gabro pegmatítico da SIC pelo método U-Pb e encontrou uma idade em torno de  $701 \pm 8$  Ma.

A Unidade Gentileza é formada essencialmente por rochas de origem ígnea, apresentando feições de mistura entre corpos máficos e félsicos. Os corpos máficos são anfibolitos que possuem granulação fina e são essencialmente formados por plagioclásio. Essa unidade foi datada por Oliveira *et al.*, (2010) e apresentou idade aproximada de  $688 \pm 6$  Ma.



**Figura 1:** Mapa de localização do Domínio Canindé (Modificado de Passos, 2016).

## 2. EMBASAMENTO TEÓRICO

### 2.1. Geoquímica

A geoquímica é a ciência que estuda a química do planeta Terra, tanto do ponto de vista do comportamento individual dos elementos, quanto da química planetária no geral. O seu objetivo maior é descobrir os princípios que governam a distribuição e migração dos elementos estudados.

Os elementos químicos podem ser classificados de diferentes maneiras, uma delas é a classificação por abundância absoluta, que divide os elementos em três grupos: (1) Elementos Maiores; (2) Elementos Menores; (3) Elementos Traços.

(1) Elementos Maiores– elementos com percentual em peso superiores a 1%.

(2) Elementos Menores– elementos com percentual em peso entre 0,1% e 1%.

(3) Elementos Traços– elementos com percentual em peso inferiores a 0,1%, sendo medidos em partes por milhão (ppm).

Outra classificação comumente utilizada na geoquímica é a de Victor Moritz Goldschmidt, denominada casualmente de classificação de Goldschmidt. Essa classificação agrupam os elementos químicos, de acordo com suas fases preferidas, sendo eles (1) Atmófilos; (2) Litófilos; (3) Siderófilos; (4) Calcófilos. A Figura 2 mostra esta classificação em conexão com a tabela periódica de elementos.

(1) Atmófilos – são geralmente extremamente voláteis, formando gases ou líquidos na superfície da Terra, concentrando-se na atmosfera e na hidrosfera (Exemplo – H, He, Ar).

(2) Litófilos – são elementos que tem preferência pela fase silicatada, concentrando-se na crosta e no manto da Terra (Exemplo – Si, Mg, Al).

(3) Siderófilos – são elementos que tem preferência pela fase metálica, concentrando-se no núcleo do planeta (Exemplo – Fe, Ni, Mn).

(4) Calcófilos – são elementos que tem preferência pela fase sulfídrica, concentrando-se no núcleo terrestre.

Eventualmente, um elemento pode possuir afinidade com dois grupos, neste caso, o elemento é incluído em ambos. Mas ele só terá preferência por uma segunda fase, caso a primeira de sua preferência não esteja presente.



No diagrama HARKER da Figura 4 retirado de De Liz et al., (2009), que mostram geoquímicas de rochas monzoníticas de associações shoshoníticas, é observado um decaimento dos teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  com o aumento do índice de diferenciação ( $\text{SiO}_2$ ), comum em magmas evoluídos a partir de cristalização fracionada. Esse decaimento pode ser interpretado como cristalização de minerais, que possuem esses elementos em sua fórmula mineral ao longo da evolução do magma. Como o *trend* começa nas amostras menos evoluídas e decrescem para as mais evoluídas, os prováveis minerais são aqueles que se cristalizam primeiro num resfriamento magmático. No caso do  $\text{MgO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sugere-se a olivina, para o  $\text{CaO}$  os plagioclásios de alta temperatura,  $\text{MnO}$  e  $\text{TiO}_2$  sugere-se minerais acessórios, enquanto  $\text{P}_2\text{O}_5$  pode ser explicada pela cristalização da apatita.

Os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , e  $\text{K}_2\text{O}$  mostram crescimento com relação ao aumento do índice de diferenciação. Esses crescimentos são explicados porque no início não foram cristalizados minerais que permitissem a entrada desses elementos em suas fórmulas. Minerais de cristalização tardia são indicados para esses elementos, no caso do  $\text{Na}_2\text{O}$  sugerem-se plagioclásios de baixa temperatura, do  $\text{Al}_2\text{O}_3$  pode ser cristalização de micas e plagioclásios tardios, já o  $\text{K}_2\text{O}$  é explicado pela cristalização de k-feldspatos.

Situação III - Construção de diagramas experimentais. Estes diagramas comparam dados de rochas naturais, com dados experimentais de rochas geradas em laboratório, onde foram controladas as condições de formação, para que se possa ter um maior entendimento sobre a gênese das rochas.

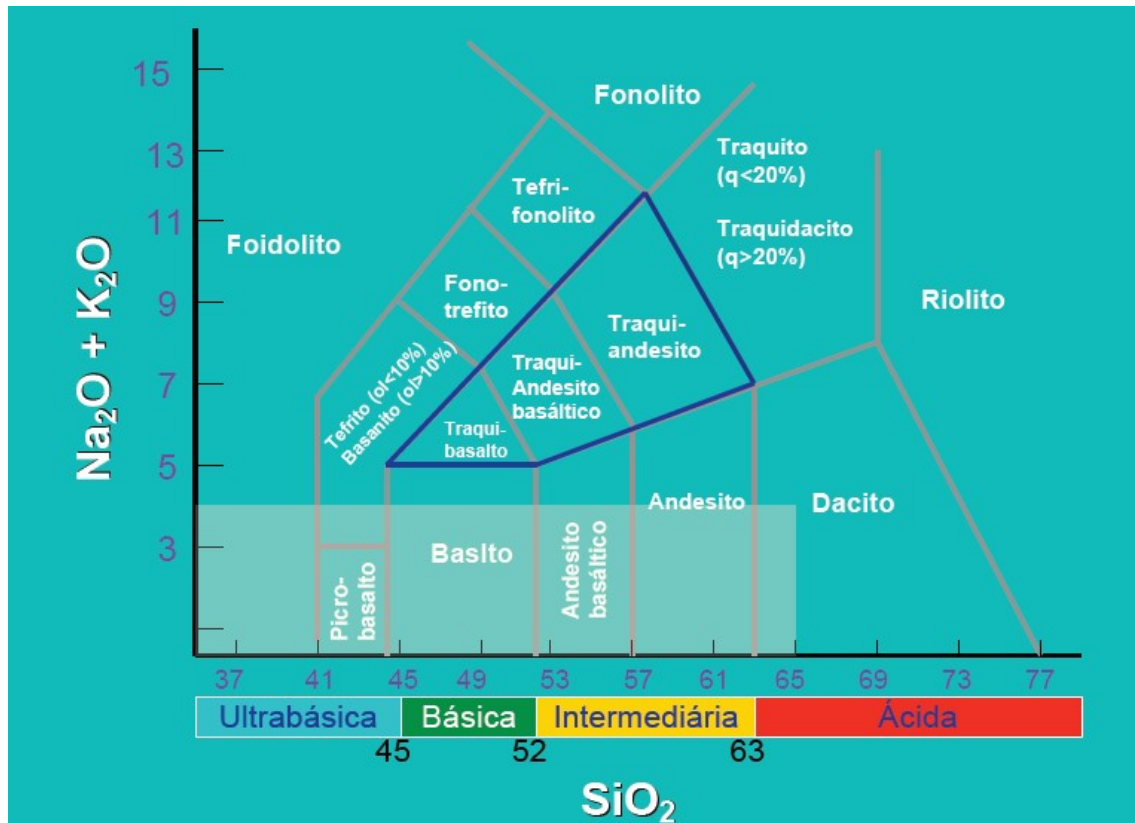


Figura 3: Diagrama TAS (Segundo Le Bas *et al.* 1992).

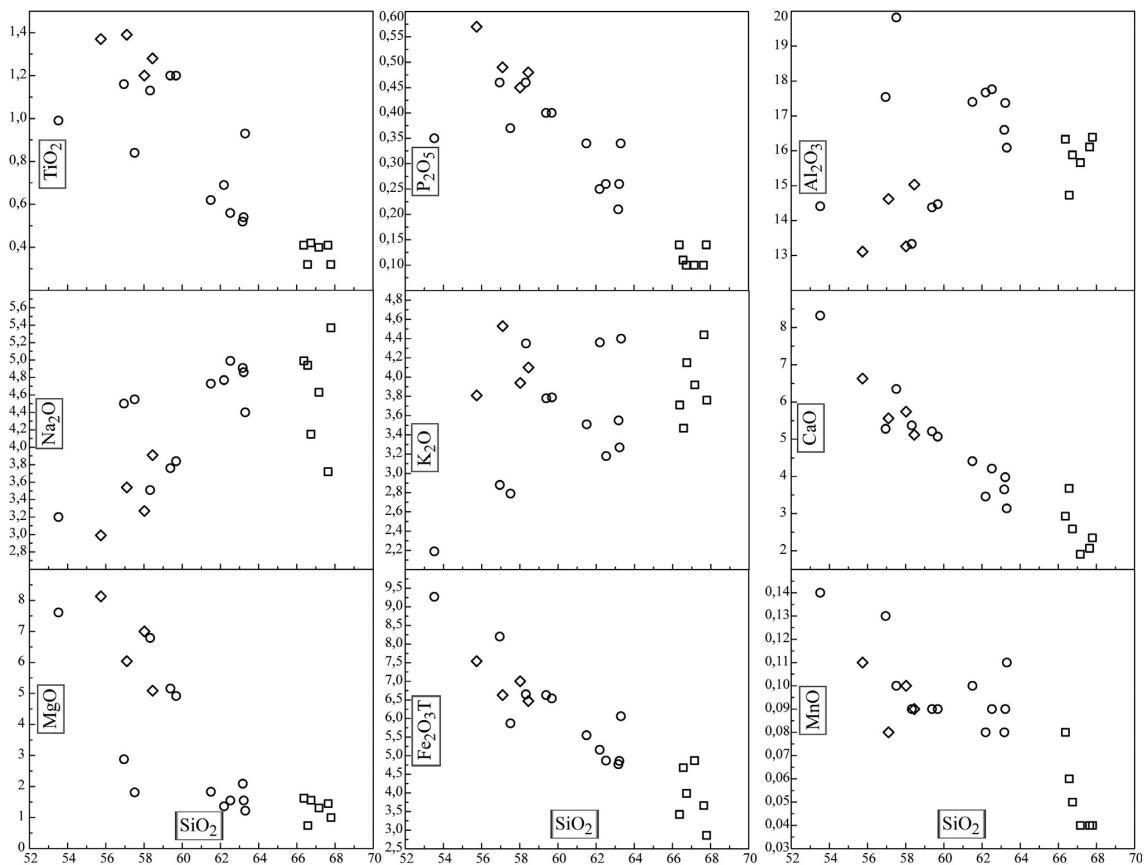


Figura 4: Diagramas Harker (De Liz *et al.*, 2009).



### 2.1.2 Elementos Traços

Os elementos traços na maioria das análises químicas de rochas são apresentados em ppm, devido a sua baixa abundância absoluta. Estes elementos no geral, adentram nas estruturas dos minerais por substituição catiônica em sítios específicos ou ocupando defeitos em estruturas cristalinas. Mas também, podem constituir estruturas essenciais como zircão e apatita (White, 2013).

Existem quatro regras que regem as relativas substituições dos elementos em malhas mineralógicas, conhecidas como regras de Goldschmidt. A primeira afirma que dois íons com raio e carga iônica semelhantes adentram numa malha cristalográfica com a mesma facilidade. A segunda afirma que o menor íon adentrará na malha cristalográfica caso os raios e as cargas sejam semelhantes. A terceira regra afirma que os íons de carga maior adentram na malha cristalográfica quando os raios são similares. Por fim, a quarta e última regra afirma que caso seja possível uma substituição por dois elementos com diferentes eletronegatividades, aquele íon com a menor eletronegatividade será incorporado com maior facilidade (White 2013).

Durante o processo de fusão parcial, os elementos traços podem apresentar preferência em permanecer no sólido residual, sendo assim, denominado compatível ou apresentar preferência para migrar para fase fundida, sendo denominado incompatível.

A relação compatível/incompatível pode ser explicada de forma matemática pelo coeficiente de partição ( $k_d$ ). O  $k_d$  é a quantificação do comportamento dos elementos traços em minerais, rochas e líquidos, sendo determinado pela razão entre a concentração do elemento no sólido (mineral) e a concentração do elemento no líquido (magma). O resultado superior a 1, mostra que o elemento é considerado compatível ao meio que se encontra, caso o valor seja inferior a 1, o elemento é considerado incompatível ao meio. O  $k_d$  depende exclusivamente da temperatura, pressão e composição química do material.



### 2.1.5 Elementos Alcalinos e Alcalinos Terrosos

A característica definidora desses elementos são as ligações de caráter iônico, ligações estas que possuem alta facilidade de quebra pela água, devido a sua natureza polar. O baixo potencial iônico também ajuda na solubilidade em solução aquosa, facilitando assim, a mobilidade dos elementos durante eventos como intemperismo e metamorfismo.

Partindo do pressuposto que as ligações iônicas prevalecem nestes elementos, os fatores que controlam o comportamento dos minerais são o raio iônico e a carga iônica. Os elementos K, Rb, Cs, Sr e Ba são comumente chamados de LILE (*Large Ion Lithophile Element*), por possuírem raio iônico grande e baixa carga iônica.

Como os principais minerais nas rochas basálticas e ultramáficas são formados por pequenos sítios tetraédricos, geralmente compostos por Si e Al (às vezes  $\text{Fe}^{+3}$  e  $\text{Ti}^{+4}$ ) e ou por sítios octaédricos geralmente compostos por Ca ou Mg ou Fe e mais raramente por Na, os elementos alcalinos e alcalinos terrosos, quando adentram na estrutura, acabam gerando distorções na malha cristalográfica, tornando-a energeticamente desfavorável. Portanto, estes elementos tendem a concentrar-se na fase fluída em fusões parciais e cristalizações fracionadas, sendo assim, chamados de elementos incompatíveis nesse meio.

Diferente dos demais elementos deste grupo, o Be tem raio iônico menor do que dos sítios octaédricos, ocorrendo assim, uma anomalia energética desfavorável quando reduzida a energia de ligação, com isso, o Be torna-se incompatível, porém, de forma moderada. O Li possui raio semelhante ao do Mg e  $\text{Fe}^{+2}$ , entretanto, uma substituição acoplada é obrigatória, devido ao desequilíbrio de cargas. A substituição acaba sendo energeticamente desfavorável, tornando o elemento incompatível moderadamente.

### 2.1.6 Elementos HFSE

Os elementos HFSE (*High Field Strength Elements*) são assim chamados devido a sua alta carga iônica e seus raios iônicos relativamente pequenos.

Estes elementos apesar de possuírem no geral baixos raios iônicos, sendo apropriados para muitos sítios em minerais comuns, suas cargas são muito altas, requerendo uma ou mais substituições para a manutenção do equilíbrio, tornando-se energeticamente desfavorável. Com isso, os HFSE são incompatíveis, alguns de forma moderada como Hf e Zr, enquanto Nb e Ta são altamente incompatíveis.

Como consequência do alto potencial iônico ou carga iônica em relação ao raio iônico, os HFSE são insolúveis, tendendo a não migrar durante os processos de intemperismo e metamorfismo. Portanto, esses elementos são particularmente valiosos nos estudos de antigas rochas ígneas, podendo fornecer *insights* sobre os ambientes tectônicos de formação das rochas.

Os elementos Ta e Nb estão presentes em concentrações anormalmente baixas em magmas ligados a zonas de subducção, devido à baixa solubilidade, não sendo dessa forma, carregados pelos fluídos aquosos gerados pela desidratação da placa subductante para a zona de gênese dos magmas de arco magmático.

Os elementos U e Th são ETR do tipo actinídeos, porém, normalmente são incluídos no grupo dos HFSE, devido ao comportamento geoquímico. Estes elementos possuem os maiores raios deste grupo, porém, a diferença não é muito acentuada.

#### 2.1.7 Elementos Terras Raras e Y

Os elementos Terras Raras (ETR) ocorrem nas duas linhas da parte inferior da tabela periódica. Na primeira linha ocorrem os lantanídeos e a segunda os actinídeos, porém muitas vezes na geoquímica associam-se os ETR aos lantanídeos, sendo eles La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. O Y possui propriedades químicas muito semelhante aos ETR, sendo muitas vezes interpretado junto a este grupo.

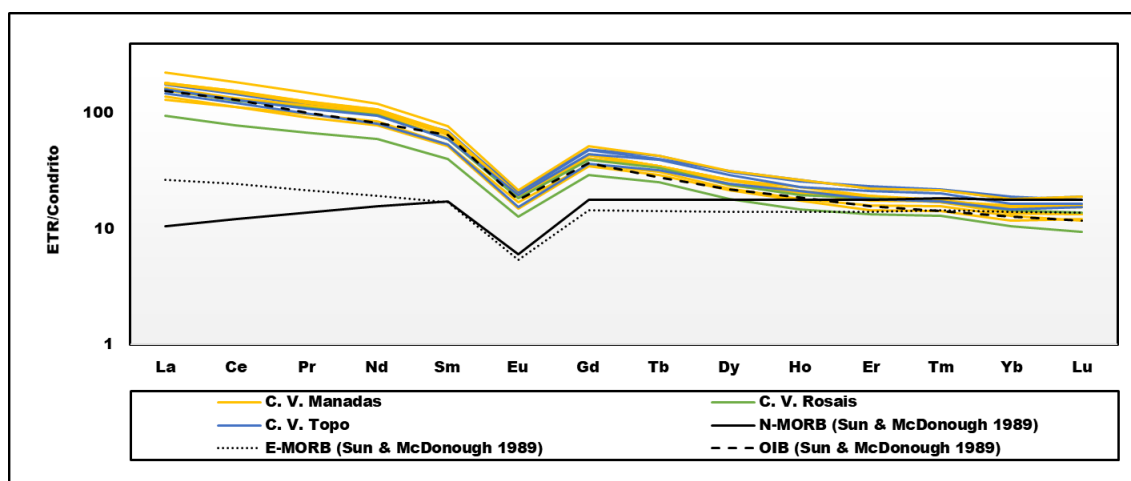
Ao contrário dos elementos alcalinos e alcalinos terrosos, os ETR são relativamente insolúveis em soluções aquosas, devido a sua carga mais alta e o alto potencial iônico.

Por conta da configuração dos elétrons de valência serem similares, para todos os elementos deste grupo, o raio iônico, que diminui

progressivamente do La para o Lu, é a característica que controla o comportamento relativo entre eles. Os ETR são divididos em elementos Terras Raras leves (ETRL), que são mais incompatíveis devido ao raio maior e os elementos Terras Raras pesados (ETRP), menos incompatíveis que os leves.

Os ETRP por terem raios iônicos suficientemente pequenos, conseguem substituir o Al na estrutura da granada, e o Eu consegue substituir o Ca nos plagioclásios, sendo comum existir plagioclásios anormalmente ricos em Eu se comparado a outros ETR.

A melhor forma de analisar o comportamento dos ETR é pelo diagrama de mesmo nome, exemplificado na Figura 6, que foi retirada de Mecnas (2019). É evidenciado os enriquecimentos dos grupos de rochas da Ilha São Jorge, pertencente ao Arquipélago Açores com relação ao Condrito Sun & McDonough, 1989), além de serem comparados com assinaturas conhecidas como o E-MORB, N-MORB e OIB de Sun & McDonough (1989).



**Figura 6:** Exemplo de diagrama de Elementos Terras Raras (Mecnas, 2019).

Levando em consideração que no sistema solar (provavelmente no universo) os elementos pares são mais abundantes que seus vizinhos ímpares, além da abundância diminuir com o aumento do número atômico, caso não ocorresse a normalização supracitada, o gráfico de ETR teria sempre o mesmo padrão serrilhado que decresce dos ETRL em direção ao ETRP.

Este grupo é caracterizado por ter elementos altamente imóveis e insolúveis, com isso, seus padrões podem permanecer inalterados mesmo quando as rochas passarem por processos geológicos como metamorfismo e

intemperismo. Portanto, padrões de ETR podem ser utilizados para identificar proveniência de rochas, assim como para indicar tipos de reservatório geoquímico e o ambiente tectônico em que as rochas foram formadas.

#### 2.1.8 Metais de Transição

Os metais de transição têm um comportamento menos previsível que os grupos anteriormente estudados, devido aos múltiplos estados de valência e ao nível elevado de eletronegatividade. Estas características favorecem as ligações serem do tipo covalente, influenciando para uma menor solubilidade se comparado a outros grupos de elementos, porém, existe uma variação muito grande de comportamento em magmas.

Prova dessa grande variação é a condição moderada de incompatibilidade de elementos como Ti, Cu, Zn e a altíssima compatibilidade de Cr, Ni e Co. O comportamento desses elementos é controlado mais fortemente pela composição química da fase sólida e da fase fundida, ou seja, o principal agente controlador para a entrada ou não destes elementos na malha cristalográfica de um mineral é a composição química do meio.

Em líquidos basálticos não ocorrerá a cristalização até ser alcançada a abundância de 10.000 ppm (1% peso) de Zr, já em líquidos graníticos a cristalização ocorrerá com abundância em torno de 100 ppm de Zr (White 2013).

#### 2.1.9 Mobilidade dos Elementos

Em rochas submetidas à alteração hidrotermal ou metamorfismo, as chances de ocorrer remobilização dos elementos traços é grande, portanto, é de máxima importância demonstrar que não ocorreram perturbações nas concentrações desses elementos. Para isso podem ser utilizados diagramas binários dos elementos, tomando como parâmetro fixo um elemento de característica imóvel. Caso as amostras se comportem de forma dispersa, provavelmente o elemento sofreu mobilidade, caso se comporte evidenciando um *trend*, o elemento provavelmente teve um comportamento imóvel.

### 2.1.10 Dependência Composicional

O grau de compatibilidade do elemento traço com a fase sólida varia com a composição química dos diferentes líquidos ou tipos de magma. Elementos considerados incompatíveis em sistemas máficos, ou seja, pobres em sílica, podem ser considerados compatíveis em sistemas ricos em sílica. O notório exemplo disso é o mineral zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ) (White, 2013).

## 2.2 Geoquímica de Ambientes Tectônicos

A geoquímica é uma das ferramentas utilizadas para a descoberta do ambiente tectônico de formação das rochas, sendo utilizadas geralmente as composições químicas de elementos maiores, menores e principalmente elementos traços, para esses estudos. Alguns ambientes tectônicos possuem assinaturas geoquímicas muito específicas, facilitando a identificação do ambiente tectônico de formação, como por exemplo, os ambientes ligados a subducção, que possuem valores anormalmente baixos de HFSE.

Porém, alguns ambientes possuem assinaturas geoquímicas que podem ser encontradas em outros ambientes, sendo necessária a associação desses dados com dados de geoquímica isotópica, entre outros, para a determinação correta do ambiente de formação, como os ambientes relacionados a arco que possuem características muito próximas de ambientes intraplaca.

Por fim, cabe ainda salientar que ambientes específicos podem conter variações em suas características geoquímicas, como as cordilheiras meso-oceânicas (Middle Ocean Ridge Basalt, MORB), que podem gerar composições do tipo N-MORB, T-MORB, P-MORB, entre outros.

Os basaltos são mais propensos a possuir uma geoquímica indicativa da configuração tectônica, devido a sua gênese ser mais simples (sem grandes interferências de outros processos modificadores de magmas), que a de granitos e andesitos. Por ter origem no manto, que é menos heterogêneo que a crosta, quando se trata de elementos maiores e traços, os basaltos são mais sensíveis às adições de outros componentes geoquímicos. Portanto, a adição de componentes pode ser diagnóstica de uma configuração tectônica. Um

exemplo é a adição de fluídos de placas subductadas em ambiente relacionados a arco (Xia & Li, 2018).

A principal dificuldade para definir a configuração tectônica, por meio da geoquímica de basalto, é a contaminação crustal. Alguns autores como Wilson (1989) e Wang & Glover (1992), afirmam que muitos basaltos continentais possuem características mistas, podendo ser interpretados como basaltos intraplaca e basaltos relacionados à subducção. Isso ocorre devido à contaminação que o magma sofre enquanto está ascendendo na crosta, trazendo uma assinatura geoquímica que não é sua, mas sim das rochas por onde o magma percola.

Xia *et al.* (2016) revelam que existem características geoquímicas que podem ser típicas da geração dos basaltos, contornando a dificuldade criada pela contaminação crustal. Um exemplo são os padrões de elementos traços incompatíveis normalizados e as assinaturas isotópicas Sr-Nd.

Vários diagramas são utilizados para indicar os paleoambientes em que as rochas foram formadas. Porém, muitos diagramas não levam em consideração fatores como: (1) contaminação crustal ou litosférica; (2) ausência do campo de basaltos de retro-arco, basalto de platô oceânico e continental; (3) conjunto de razões, padrões de elementos incompatíveis e assinaturas isotópicas de Sr-Nd, que são dados diagnósticos para ambientes (em cada gráfico são usados apenas alguns elementos).

Elementos móveis como Na, K, Ca, Rb, Ba e Cs não podem ser utilizados para fins de discriminação tectono-magmática, devido à fácil mudança na concentração (Xia & Li, 2018). O mesmo autor comenta ainda, que a ênfase deve ser colocada em elementos imóveis como ETR, HFSEs, dados de  $\epsilon\text{Nd}$  e razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Os elementos Th e Ta são de particular importância. O Th é um dos poucos elementos do tipo LILE, que é relativamente imóvel durante a alteração do basalto pela água do mar e o Ta pode ser analisado para níveis muito baixos, mantendo alta precisão (Saunders & Tarney, 1984)



### 2.2.1 Plumas

As plumas são fontes fixas de magma no manto, que migram em direção a superfície, passando por dentro de uma litosfera móvel. A mobilidade da litosfera, se vinculada a uma propagação lenta da pluma, forma ilhas vulcânicas isoladas ou em pequenos grupos. Caso a propagação seja rápida, são formadas cadeias lineares.

Os basaltos de ilhas oceânicas (Ocean Island Basalts-OIBs) são relacionados a plumas (Figura 8) e de forma geral são caracterizadas por uma sequência evolutiva, onde é construído um escudo volumoso, muitas vezes toleítico, que evolui para fases cada vez mais alcalinas. Estes basaltos apresentam forte enriquecimento em Th, Ta, Nb, La, Ti, Ce, Sm e Eu em relação aos MORBs, além de baixas razões Zr/Nb ( $<20$ ) e Y/Nb ( $<5$ ).

Os platôs oceânicos são regiões submarinas grandes e relativamente planas, que se elevam bem acima da superfície de fundo marinho. Alguns são facilmente identificados como fragmentos continentais fundidos, mas a maioria possui origem vulcânica intra-placa, sendo caracterizados por grandes áreas de crosta oceânica espessa, chegando a 30 km (Wilson, 1989).

As lavas dos platôs oceânicos são predominantemente de composição basáltica e sua formação é interpretada pela fusão devido à descompressão de um manto associado a pluma. (ex. Floyd, 1989; Larson, 1991; Tejada et al., 2002). Já os autores Anderson et al., (1992), Smith & Lewis, (1999) e Hamilton (2003) afirmam que os platôs não possuem ligação com plumas. Por sua vez, Rogers (1982) acredita que este tipo de rocha está relacionado a impactos de asteroides.

A fase mais recente de formação de platô oceânico foi no Cretáceo, principalmente nos Oceanos Pacífico e Índico (Kerr, 2003, 2014). Segundo o mesmo autor, os principais planaltos que se formaram durante o Cretáceo foram o Ontong-Java (122 Ma), Caribe-Colômbia-Gorgona (90 Ma) e Kerguelen (120 Ma).

As lavas basálticas de Ontong-Java são basaltos e andesito-basálticos pertencentes à série toleítica. Quimicamente são diferentes dos OIBs e dos N-MORBs, possuindo semelhanças de elementos traços incompatíveis com P-MORBs e T-MORBs (Xia & Li, 2018). Os mesmos autores caracterizam essas

rochas, como moderadas para  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  (0,7025 – 0,7039) e para  $\epsilon\text{Nd}$  (+4,5 a +6,5). Eles afirmam também, que o Platô de Kerguelen apresenta razões Nb/La entre 0,55 e 1,20,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  (0,7036 – 0,7072) e  $\epsilon\text{Nd}$  (+5,5 a -5,1).

Os basaltos de platô continentais comumente são associados a Large Igneous Provinces (LIP), embora esse tipo de magmatismo não seja predominantemente basáltico, nele se faz presente um alto volume de magmatismo félsico, como traquitos, fonolitos e riolitos.

Embora se acredite que os magmas basálticos mantêm o registro de sua origem tectônica, os basaltos intraplaca são regiões que precisam de mais atenção, por conta de uma possível contaminação, que pode modificar parâmetros da origem dessas rochas, com isso, são necessárias análises em conjunto com dados estruturais, sedimentares, entre outros (Xia, 2014).

Perante ao impasse da contaminação crustal, Xia & Li (2018) dividiram as características geoquímicas em basaltos intraplaca continental contaminados e não contaminados. Os autores afirmam que os basaltos não contaminados possuem Nb/La superiores a 1, teores de Nb variando entre 8 – 49 ppm, anomalias positivas de Nb, Ta, Ti,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  variando entre 0,7034 – 0,7064 e  $\epsilon\text{Nd}$  positivo variando entre +0,2 e +5,3. Já os basaltos contaminados possuem Nb/La inferiores a 1, teores de Nb variando entre 7 e 42 ppm, anomalias negativas de Nb, Ta, Ti,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  variando entre 0,7043 – 0,7137 e  $\epsilon\text{Nd}$  variando entre -10,2 e +5,3.

Assim como nos basaltos intraplaca, nos basaltos relacionados à rifte, as chances de contaminação crustal são muito grandes, com isso, a mesma divisão entre basalto contaminados e não contaminados foi feita por Xia & Li (2018). Estes afirmam que os não contaminados possuem Nb/La superiores a 1, altos teores de Nb variando entre 51 – 78 ppm, ausência de anomalias de Nb, Ta, Ti,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  variando entre 0,7031 – 0,7040 e  $\epsilon\text{Nd}$  positivo variando entre +4,6 e +6,5. Já os basaltos contaminados possuem Nb/La inferiores a 1, teores de Nb variando entre 1,5 – 70 ppm,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  variando entre (0,7031 – 0,7063) e  $\epsilon\text{Nd}$  variando entre -7,7 e +0,5.

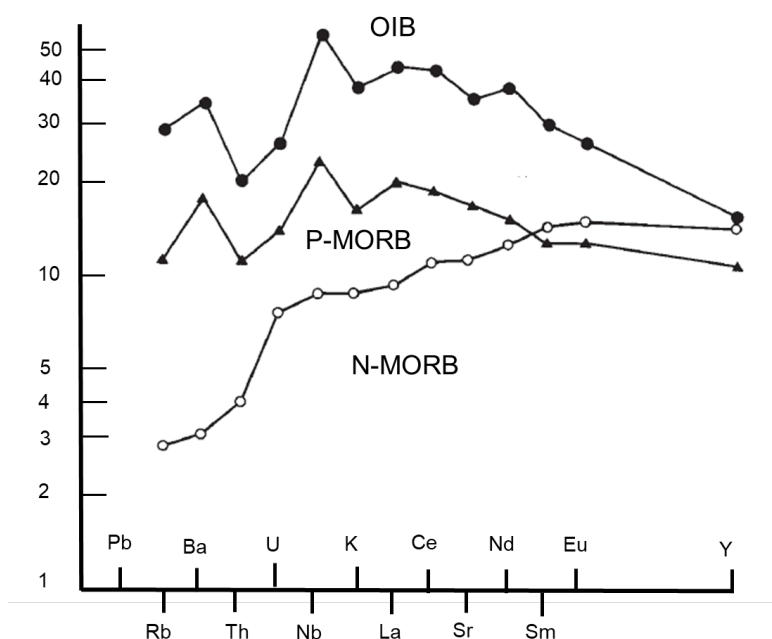
### 2.2.2 MORBs

As rochas formadas nesses ambientes são divididas em três tipos: (1) N-MORB, (2) T-MORB, (3) P-MORB (Bryan *et al.*, 1976; Sun *et al.*, 1979).

N-MORB – Nomenclatura derivada da expressão “normal MORB”, são basaltos gerados no manto superior, normalmente chamado de manto empobrecido, por ser anormalmente negativo em concentrações de ETRL e elementos incompatíveis (Figura 7). Estes são caracterizados por elevadas razões de K/Ba, K/Rb, Zr/Nb (Wilson, 1989). Apresentam baixa razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , além de  $\text{K}_2\text{O} < 0,10\%$  e  $\text{TiO}_2 < 1,0\%$  (Xia & Li, 2018).

T-MORB - São basaltos transicionais cuja origem é a mistura entre o N-MORB e P-MORB. Essa mistura possui proporções variadas, não sendo possível estabelecer uma caracterização fixa para estas rochas.

P-MORB ou E-MORB – Nomenclatura derivada da expressão “MORBs de plumas”, são basaltos gerados no manto profundo, de natureza fértil. São de ocorrências pontuais, apresentando razões K/Ba, K/Rb, Zr/Nb mais baixas que os basaltos do tipo N-MORB (Wilson, 1989). São ricos em ETRL (Figura 7), apresentam maior relação  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e possuem  $\text{K}_2\text{O} > 0,10$  e  $\text{TiO}_2 > 1,0$  (Xia & Li, 2018).

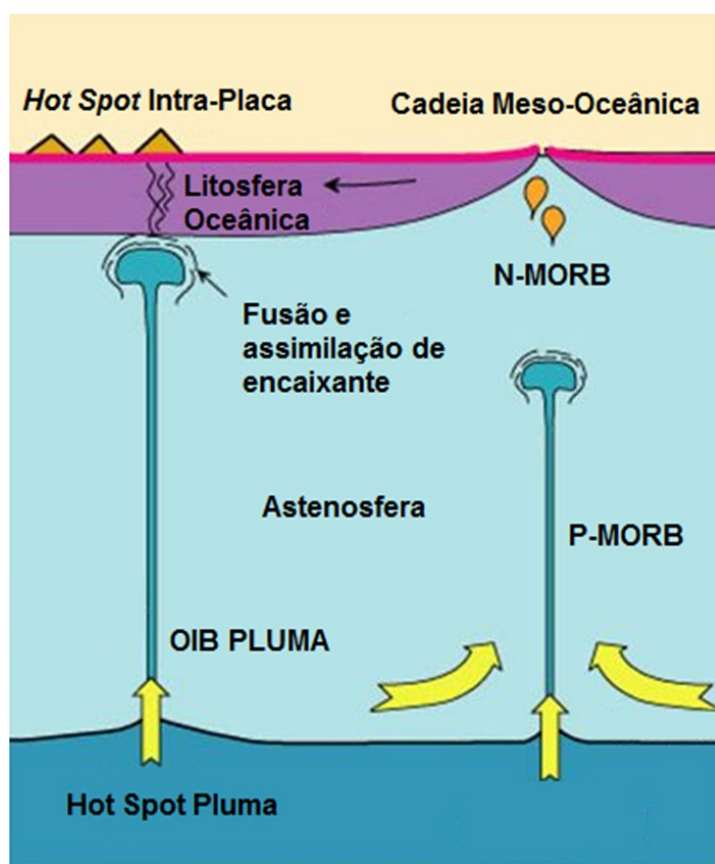


**Figura 7:** Diagrama multielementar de elementos traços, mostrando padrões químicos de N-MORB, P-MORB e OIB (Sun *et al.*, 1979).

A química das rochas reflete as condições em que elas foram formadas. Os N-MORBs formam-se em pequenas profundidades (Figura 8), devido a fusões no manto litosférico. Essas fusões são iniciadas devido à um forte gradiente geotérmico na região de formação das rochas e tem como forte característica, as baixas pressões, vinculadas à baixa profundidade (Wilson, 2007).

Wilson (2007) conclui ainda, que os P-MORBs se formam em maiores profundidades que os N-MORBs (Figura 8). Alguns pesquisadores acreditam que as plumas têm origem da fusão de placas tectônicas subductadas, explicando assim, o enriquecimento em elementos incompatíveis e ETRL se comparados aos N-MORBs.

A origem dos T-MORBs é explicada devido à mistura entre um magma P-MORB, que ascende de profundidades elevadas, com um magma N-MORB, que está localizado em baixas profundidades, no caminho do magma que segue em direção à superfície.

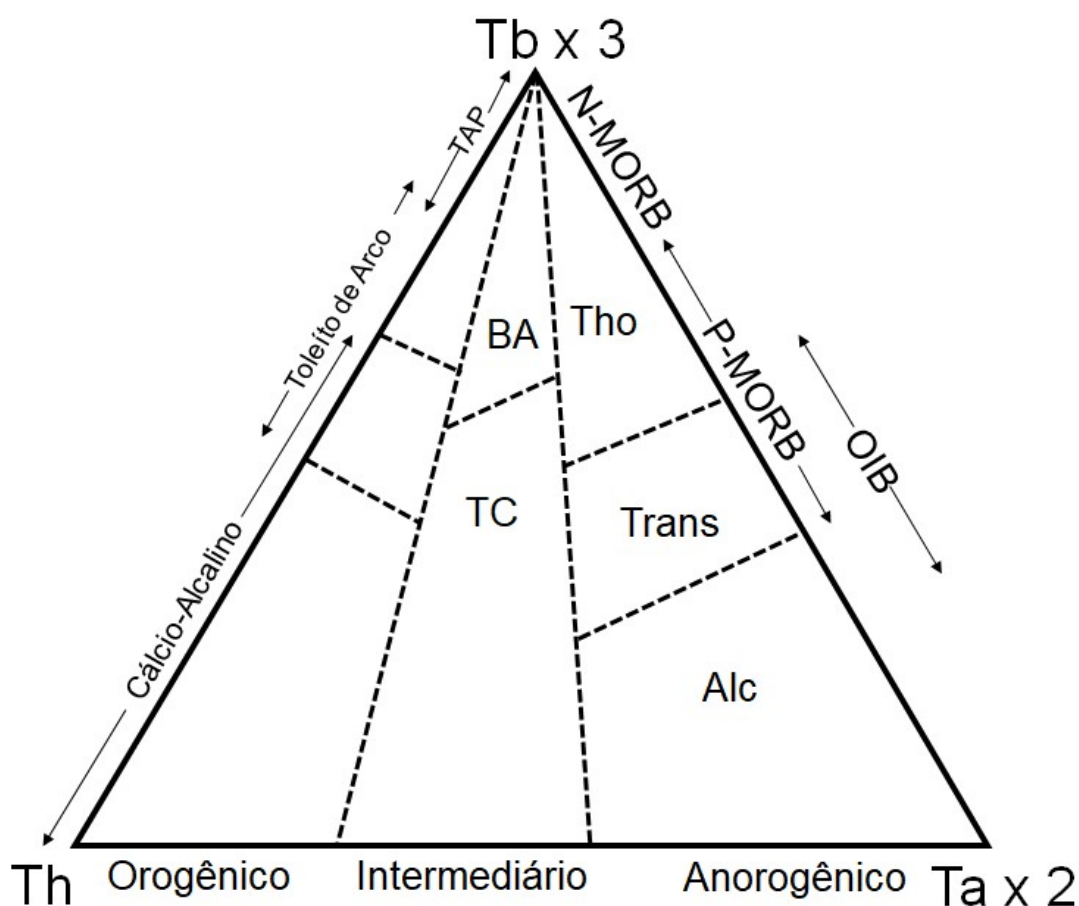


**Figura 8:** Esquema de formação dos OIBs, MORBs tipo N e tipo P (Modificado Winter, 1989 ).

A maioria dos MORBs pertencem a série toleítica, exceto minorias que pertencem a série alcalina. MORBs do tipo N possuem baixos teores de elementos incompatíveis, ao contrário dos MORBs tipo P, que são enriquecidos nesses elementos, assim como os OIB.

Os N-MORBs possuem média de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7024 – 0,7032 e  $\epsilon\text{Nd}$  positivos entre +8 e +13. Os P-MORBs possuem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7030 – 0,7043 e  $\epsilon\text{Nd}$  positivos entre +3 e +5 (Xia & Li, 2018).

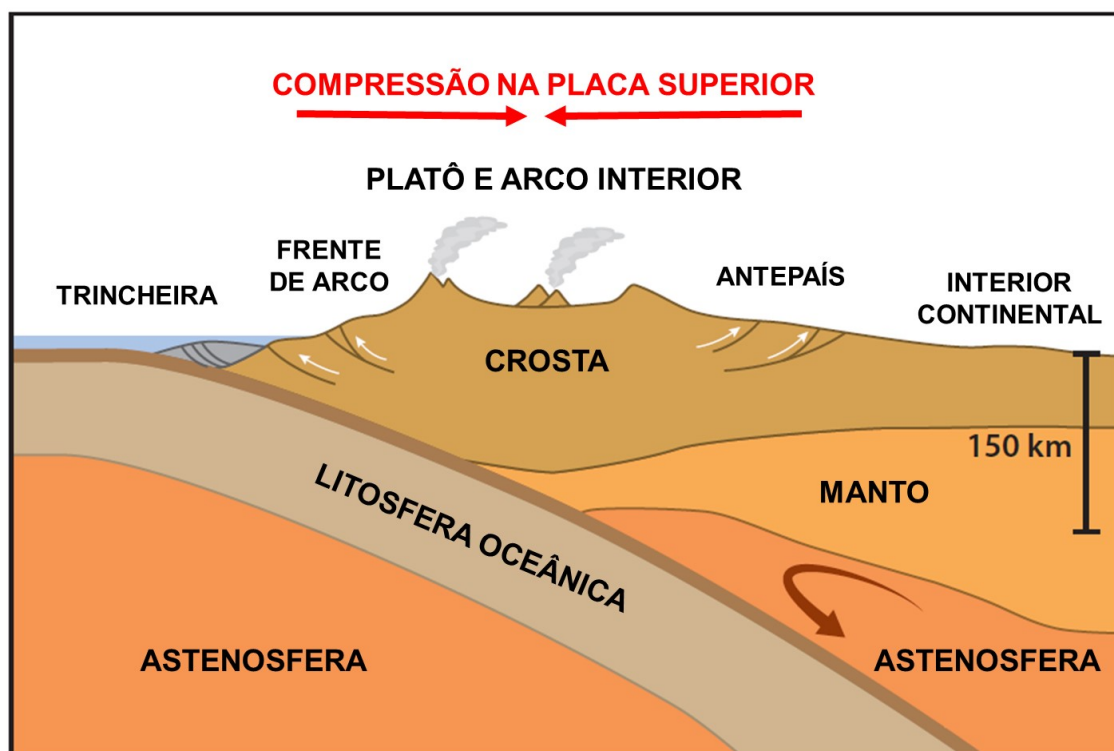
Segundo Cabanis & Thieblemont (1988), de forma geral, os basaltos do tipo MORB possuem elementos traços e assinaturas isotópicas Sr-Nd distintivas, além de serem bem postulados no diagrama  $3\text{Tb} - \text{Th} - 2\text{Ta}$  (Figura 9).



**Figura 9:** Diagrama  $3\text{Tb} - \text{Th} - 2\text{Ta}$  (Cabanis & Thieblemont, 1988). TAP- Toleito de arco primitivo; BA- bacias e arcos imaturos; TC- Toleitos Continentais; Tho- N-MORB e raramente P-MORB; Trans- Basaltos Transicionais; BA- Basaltos de frente de arco e retro-arco; Alc- OIB e basaltos alcalinos continentais

### 2.2.3 Subducção

Subducção é um processo de entrada de placas litosféricas (oceânicas) na astenosfera, ocorrendo à incorporação da placa (Figura 10). Esse mecanismo ocorre em zonas de limites de placas convergentes. O desequilíbrio proporcionado pelo material subductado, saturado em  $H_2O$ , provoca fusão parcial na cunha do manto, posteriormente, ascensão do magma e geração de arcos magmáticos. Devido a processos já mencionados neste trabalho, rochas relacionadas a este ambiente possuem anomalias negativas de Nb, Ta e Ti (nos HFSE). Esse conjunto de anomalias é chamado de assinatura de subducção pela comunidade acadêmica.



**Figura 10:** Exemplo de um ambiente de subducção (Ducea *et al.*, 2015)

Os arcos magmáticos podem ser de 2 tipos: (1) Arco de Ilha; (2) Arco Continental.

As rochas relacionadas a estes arcos possuem baixo enriquecimento de elementos traços incompatíveis e anomalias negativas bem marcadas de Nb e Ta. Xia & Li (2018) afirmam que esse tipo de rocha possui altos valores de  $\epsilon Nd$ ,

variando entre +4,5 e +9 e baixas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7029 – 0,7039.

Os arcos de ilha ocorrem em limites convergentes entre duas placas oceânicas. Geralmente são compostos por basaltos e andesito-basalto, contendo altas razões FeOT/ MgO, baixos teores de Nb (<7ppm) e razão Nb/La (<0,85) (Xia & Li, 2018). As rochas que compõe os arcos de ilha, mostram baixo enriquecimento em elementos traços incompatíveis e pronunciadas anomalias negativas de Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, além de valores de  $\epsilon\text{Nd}$  variando entre +2,7 e +9,5 e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7032 – 0,7054 (Xia & Li, 2018).

Os arcos continentais ocorrem em limites convergentes entre uma placa oceânica, que é subductada e uma placa continental. A geoquímica das rochas deste ambiente sofre bastante influência da contaminação crustal, devido à grande espessura da litosfera continental.

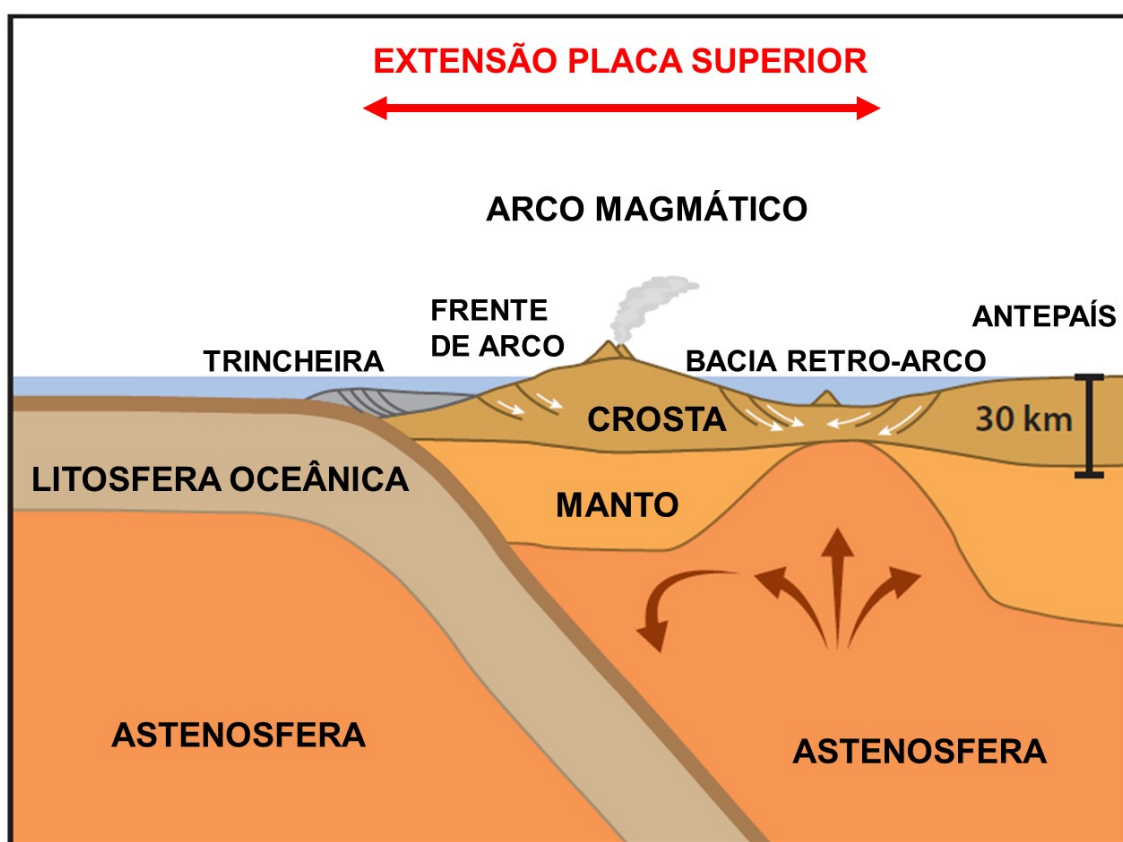
Os autores Xia & Li (2018) utilizaram dois arcos continentais para entender o comportamento geoquímico das rochas desse ambiente, o arco de Cascade e o arco Andino. Eles afirmam que o arco de Cascade apresenta alta razão FeOT/ MgO, baixas razões Nb/La (<0,8) e teores relativamente altos de Nb (2-36).

Semelhante as demais rochas relacionadas a subducção, as rochas do arco continental de Cascade possuem baixo enriquecimento de elementos traços incompatíveis, mas ainda apresentam anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Valores baixos de  $\epsilon\text{Nd}$ , variando entre -3 e +1 e razões altas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7048 – 0,7062 (Xia & Li, 2018).

Igualmente às rochas associadas a subducção, Xia & Li (2018) afirmam que as rochas do Arco Andino apresentam no geral, alto valor FeOT/MgO, baixas razões Nb/La (<0,9) e altos teores de Nb (1-34). Essas rochas possuem baixo enriquecimento em elementos traços incompatíveis e anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Valores muito dispersos de  $\epsilon\text{Nd}$ , variando entre -8 a +7, e razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7038 – 0,708 (Xia & Li, 2018).

O comportamento baixo do  $\epsilon\text{Nd}$  e as altas razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  podem ser explicadas pela contaminação crustal, que ocorre quando o magma entra em contato com as rochas crustais da placa continental.

Um exemplo de ambiente associado a subducção, mas distante do arco magmático, são as bacias de retro-arco (*back-arc*). Estas, segundo Karig (1971), são bacias ou séries de bacias isoladas, localizadas atrás da frente vulcânica ativa do sistema do arco (Figura 11). Este ambiente é localizado atrás de uma zona de subducção, ou seja, em um regime compressional. Porém o que controla o ambiente retro-arco é um regime extensional, que ocorre devido aos movimentos de convecção gerados pela anomalia geotérmica na região, por influência da entrada da placa subductada na astenosfera.



**Figura 11:** Modelo de ambiente de bacia de retro-arco (Ducea *et al.*, 2015).

A geoquímica dos *back arc basin basalts* (BABB) mostram características tanto de basaltos do tipo MORB, quanto do tipo arco. Isto ocorre devido à modificação no manto, feita pela placa subductada. Com isso, essas rochas são caracterizadas como de transição entre basalto de arco e MORB.

Normalmente as rochas magmáticas relacionadas a retro-arco são basaltos e andesitos basálticos de série toleítica, com altos valores de  $\epsilon_{Nd}$ ,



variando entre +7 a +10 e baixas razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0,7025 – 0,7035, características estas semelhantes aos MORBs (Xia & Li, 2018).

### 2.3 Diferenciando Ambientes

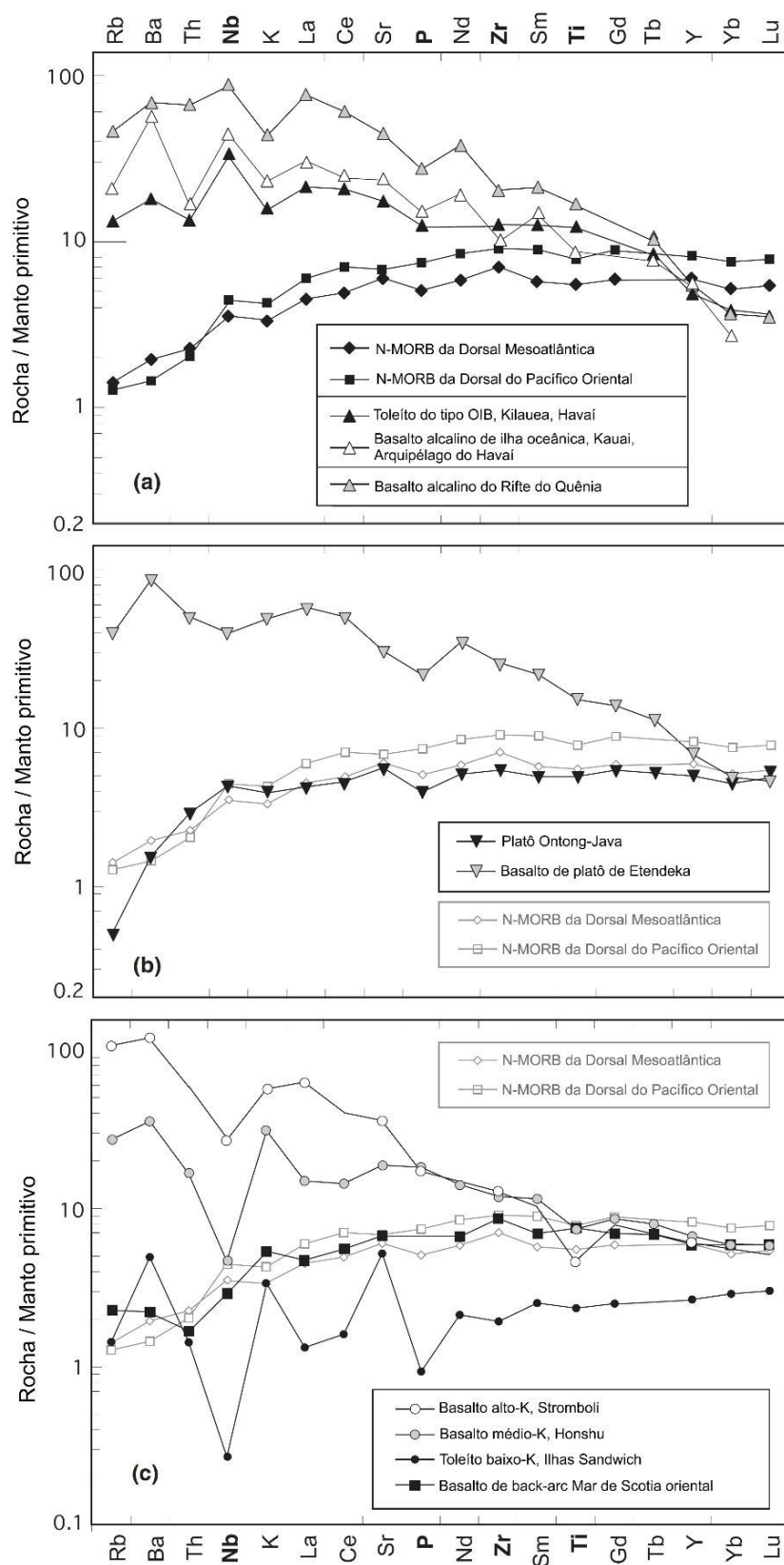
Os MORBs e OIBs possuem características geoquímicas de elementos traços de fácil distinção (Figura 12), sendo assim, ambientes de fácil entendimento no que diz respeito à configuração tectônica.

Os basaltos relacionados à arco possuem características distintas dos outros basaltos, possuindo baixas razões Nb/La ( $<0,85$ ) e anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Os arcos continentais possuem  $\epsilon\text{Nd}$  negativo, devido à contaminação crustal, mas os arcos relacionados a colisão entre placas oceânicas possuem  $\epsilon\text{Nd}$  altamente positivos.

A contaminação crustal pode gerar nas rochas, uma assinatura parecida com a de subducção e levar a uma interpretação errônea de basaltos que intrudem placas espessas (Xia & Li; 2018). Para resolver esse impasse é necessário avaliar outros parâmetros, como o padrão de elementos incompatíveis e geoquímica isotópica.

Os BABBs diferenciam-se dos MORBs, devido aos primeiros possuírem características semelhantes aos MORBs, mas também aos basaltos de arco, possuindo assim características mistas.

Um método bastante eficaz, que pode ser utilizado para diferenciação de ambientes tectônicos, é a comparação das assinaturas geoquímicas, que são fornecidas pelas rochas de cada ambiente específico. Este método é utilizado neste trabalho para que se atinja o objetivo final.



**Figura 12:** Diagramas de enriquecimento em elementos incompatíveis de análises típicas de basaltos. (a) Magmas tipo N-MORBs e OIBs, (b) Platôs e MORBs e (c) basaltos associados à subducção (Gill, 2014).

## 2.4 Ambientes Tectônicos Compatíveis

Levando em consideração os inúmeros estudos geológicos e as várias divergências encontradas no que diz respeito à evolução tectônica do Domínio Canindé, foram estudados apenas os ambientes tectônicos mais citados pela literatura, como sendo os ambientes de formação das rochas do domínio.

### 2.4.1 Ambiente de Arco Continental

Por definição, arcos magmáticos são faixas ou cinturões curvilíneos de ocorrências de vulcões, acima de uma zona de subducção, caracterizados por apresentar magmatismo plutônico e vulcânico acrescionários, de tendência calcissilicatada, sendo comuns rochas do tipo basalto e andesito.

Arcos continentais, também conhecidos como arcos do tipo andino ou tipo cordilheira, são produto do magmatismo de subducção, transferidos para a placa superior, não subductada, causando interações entre o magmatismo e o material da placa hospedeira. O magmatismo de subducção é impulsionado por reações de desidratação na laje, podendo ser a placa superior, oceânica, continental ou transicional (Gill, 1981).

Um exemplo ativo desse tipo de arco é o Andino da América do Sul, tendo ele, os maiores magmatismos intermediários da Terra, com longa duração e espacialidade bastante complexa, segundo o que afirma Ducea *et al.*, (2015).

Em profundidades entre 100 a 125 km, as placas processam a maior parte de sua água, através de reações de desidratação, liberando-as na cunha mantélica sobrejacente (Hacker *et al.*, 2003). Gaetani & Grove (1998) afirmam que as rochas da cunha mantélica são reduzidas, porque a presença de água promove a fusão de peridotitos úmidos, gerando basaltos. Kelemen (1995) e Miintener *et al.*, (2001) afirmam que é possível a formação de andesitos basálticos ou andesitos com alto teor de magnésio, tendo uma baixa taxa de fusão parcial ocorrendo em níveis crustais rasos.

Os arcos continentais são em média, mais silicosos que as composições basálticas, requerendo um passo adicional em sua evolução magmática (Rudnick, 1995). A origem dos basaltos e andesito-basálticos em arcos tem detalhes não resolvidos, mas é bem entendida (Grove *et al.*, 2012).

Ducea *et al.*, (2015) explana sobre as incertezas sobre o que esse passo adicional pode ser, citando algumas hipóteses como fracionamento de sistema fechado, assimilação de rochas do embasamento, refusão de rochas máficas preexistentes em crosta profunda ou até mesmo, uma combinação entre todas as hipóteses, para explicar o enriquecimento em sílica e outras tendências geoquímicas.

A maioria das rochas ígneas formadas acima das zonas de subducção contêm quantidades elevadas de voláteis ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ), possuem grande variedade de teores de sílica, são cálcio-alcálicas e têm padrões elementares distintos, em comparação com rochas de outras configurações tectônicas (Pearce & Peate, 1995).

O Nd é um ótimo indicador de idade de residência litosférica, quanto mais antiga a litosfera, mais negativos os valores de  $\epsilon Nd$ . (Ducea & Barton, 2007). Os magmas de arco continental mostram altos teores de elementos como Sr, Nd, Pb e Hf na placa superior, com uma vasta heterogeneidade, normal para litosfera continental, além de o registro isotópico dos arcos continentais deixarem pouca dúvida, que uma parcela do porte magmático (~50%) é derivada da placa superior (Ducea *et al.*, 2015).

Serão utilizados como exemplo do ambiente de arco continental a Serra Quinchilca e a Serra Nevada, que são pertencentes a porção sul da Cordilheira dos Andes.

#### 2.4.2 Ambiente de Arco de Ilha

Os arcos de ilha consistem em ilhas de origem vulcânica, posicionada de forma linear ou arqueadas, seguindo a orientação da zona de subducção entre placas do tipo oceânicas. Exatamente como no ambiente de arco continental, o magmatismo é impulsionado por desidratação da placa subductada. As rochas variam entre basaltos até riolitos e pode ter afinidade

geoquímica dos tipos: Toleíticas, cálcio-alcalinas, cálcio-alcalinas de alto k, shoshoníticas ou alcalinas.

Segundo Gollman (2007), a série toleítica tem como características, o baixo teor de K e o enriquecimento em Fe nos primeiros fracionamentos, estando associada à rochas basálticas e andesíticas; a série cálcio-alcalina apresenta geralmente, andesitos de textura porfirítica, com presença de piroxênios e associação com rochas piroclásticas, podendo também se apresentar como basaltos com alto teor de alumina; a série shoshonítica é bastante heterogênea em sua petrografia, varia entre basaltos, andesitos e dacitos, possuindo suítes alcalinas sódicas e potássicas, predominando membros finais de composição basáltica.

Os basaltos de arco de ilha possuem composição similar aos do tipo MORB e OIB, entretanto, o teor de  $\text{TiO}_2$  é mais baixo. As rochas se caracterizam por apresentar, com relação ao N-MORB, um enriquecimento em elementos do tipo LILE (raio iônico grande e baixo potencial iônico), como Rb, Sr, K, Ba e empobrecimento em elementos do tipo HFSE (raio iônico pequeno e alto potencial iônico), como Ta, Nb, Ce, Hf, Sm, Y, Yb, Cr. Estas características são interpretadas como resultado de uma fonte depletada, além do alto grau de fusão parcial da fonte, mobilizando os elementos na fase fluida, atribuindo isso ao metassomatismo do manto, pela subducção da litosfera oceânica.

Existe uma dificuldade para buscar interpretações, de acordo com a química, nesse tipo de ambiente, a contaminação por sedimentos terrígenos e com a água do mar na zona de subducção é bastante comum, com isso, teores não equivalentes de índices chaves, como a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  por exemplo, podem não ser duramente confiáveis. Os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  são considerados altos, devido a contribuição de fonte juvenil na petrogênese do magma gerado (Gollman, 2007).

Como exemplo de um ambiente de arco de ilha, será utilizado o Arco da Indonésia, que por vezes é chamado de Arco de Sunda ou Arco de Java. O Arco da Indonésia é uma resposta a movimentação complexa das placas tectônicas da região, que estão em regime de colisão. As placas envolvidas são: Eurásia, Placa do Pacífico que tem movimentação Oeste-Noroeste e a Placa da Austrália, que tem movimentação para Norte. Le Pichon (1968)

calculou as taxas de convergência da placa australiana, que está deslizando abaixo de Java e Sumatra em uma velocidade entre 4,9 e 6,0 cm por ano.

O magmatismo recente do arco em questão, possui três associações magmáticas. A mais comum, encontrada quase que ao longo de todo o comprimento do arco, é a denominada Associação Normal de Arco de Ilha, tendo ela contribuição de série toleítica, cálcio-alcalina e cálcio alcalina de alto K, essa é a associação da maioria dos arcos insulares e margens continentais, representando aproximadamente 90% das lavas da região; a segunda associação é a alcalina de alto K, tem comportamento raro e são encontradas em apenas três ou quatro vulcões ao longo do arco (Whitford & Jezek 1979). A última associação é a riolítica, representada pelos tufos e ignibritos quaternários distribuídos no Norte e no Sul de Sumatra (Westerveld, 1952).

Gill & Gorton (1973), notaram um aumento na abundância dos elementos K, Rb, Ba, Cs, P, Pb, Th, U e nos ETR leves, além de um aumento nas razões Th/U, Rb/Sr e La/Yb. Eles notaram também uma diminuição nos teores de ETR pesados, e nas razões Na/K e K/Rb.

Com relação aos elementos maiores, o arco em questão mostra muitas semelhanças com outros arcos de ilha, tendo como principais características o alto valor de Al, o baixo valor de Mg e Ti, porém, chama atenção o altíssimo teor de TiO<sub>2</sub> existente em um vulcão denominado Slamet, evidenciando uma diferença dos demais vulcões da região (Whitford & Jezek 1979).

#### 2.4.3 Ambiente Retro-Arco

Por definição as bacias de retro-arco (*back-arc*) são bacias desenvolvidas por esforços extensionais localizadas atrás do arco magmático, em regiões de colisão de placas tectônicas. A extensão é desencadeada devido aos movimentos convectivos gerados pela anomalia geotérmica, que por sua vez é gerada através da desestabilização da cunha do manto, em resposta a entrada de material hidratado da placa que está sendo subductada.

Frequentemente, o ambiente de retro-arco apresenta magmatismo de natureza bimodal, com uma contribuição mínima de termos intermediários. Este ambiente pode desenvolver crosta oceânica com características geoquímicas híbridas, entre MORB e arco magmático (Winge & Santos, 2001).

Em arcos continentais, essas bacias podem ser bem desenvolvidas, como no caso de zonas de subducção de alto ângulo, ou incipientes, como em zonas de subducção de baixo ângulo (Condie *et al.*, 2016)

Segundo Hart *et al.*, (1972) a maioria das amostras de rochas ígneas coletadas em regiões de retro-arco, possuem composição basáltica e são virtualmente indistinguíveis das encontradas em cordilheiras de bacias oceânicas, do ponto de vista da mineralogia e geoquímica de elementos maiores. O mesmo autor afirma que somente geoquímica de elementos traços e geoquímica de isótopos, podem ser utilizados para caracterizar as rochas das regiões de retro-arco.

Segundo Wilson (2007), comparado a N-MORB, basaltos de retro-arco mostram um enriquecimento relativo de elementos LILE, como K, Rb, Ba e Sr, já quando comparados com P-MORB, mostram um enriquecimento apenas em K e Sr. As razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  são geralmente mais baixas do que as das rochas de arco de ilha, sendo interpretado como um reflexo do papel de fluídos enriquecidos em  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , de fatias subductadas, na petrogênese destes magmas.

Vários basaltos do ambiente em questão foram recuperados em perfurações, e a análise mostra que estes sofreram algum tipo de alteração, provavelmente devido a interação com a água do mar. Já as alterações de alto grau ( fácies anfibolito) podem levar a lixiviação de alguns elementos traços (Saunders & Tarney, 1979).

O ambiente retro-arco não teve um representante escolhido, devido à ampla diversidade de características de suas rochas. Porém, as comparações serão feitas com um modelo numérico que é resultado do processamento de várias amostras de diferentes localidades, representando assim, a geoquímica do ambiente.

#### 2.4.4 Ambiente de Rifte

Por definição rifte é uma estrutura de bacia tectônica originada por tectônica extensional, margeada por falhas de gravidade, tipo graben alongado, desenvolvendo vale ou depressão extensa em continentes, dando origem a rifte continental, ou em oceanos, originando cadeias meso-oceânicas.

Ocorre geralmente como uma junção tríplice em 120 graus, onde dois braços rompem-se, formando um novo oceano, enquanto o terceiro braço é abandonado, formando um aulacógeno. Com a separação das placas tectônicas, ocorre a abertura do novo oceano, formando crosta oceânica em estruturas ofiolíticas.

O processo de rifte continental tem início quando a litosfera continental é estirada, adelgada e fraturada, devido a movimentos extensionais, desenvolvendo uma depressão ou um conjunto de depressões, interligadas ou não, cujos limites constituem novas margens continentais divergentes.

Os estudos dos riftes continentais, sugerem que da mesma forma que as fissuras em um prédio seguem a argamassa colocadas entre os tijolos, os riftes seguem os caminhos mais fracos nos materiais pré-rifte. (Versfelt & Rosendahl, 1989). Igualmente como acontece nas aplicações de tensões extensionais, as estruturas do rifte não são distribuídas aleatoriamente, mas sim, seguindo tendências de fraquezas pré-existentes, evitando regiões com litosferas mais rígidas, frias e espessas, como os crátons. (Dunbar & Sawyer, 1989).

Os riftes continentais podem ser do tipo estreito e do tipo largo. Notavelmente os riftes do tipo estreito estão associados a regiões de litosfera forte, com raiz crustal profunda, onde o campo de tensão concentra-se em uma região menor para que consiga separar os dois lados, aliviando a pressão (~80-100 Km de largura). Já riftes do tipo largo, estão associados a regiões de litosfera fraca, quente, que se altera facilmente, aumentando a área de atuação do campo de tensão extensional. (~1000 km de largura).

O Rifte do Leste Africano (RLA) é um exemplo de rifte do tipo estreito e será utilizado para caracterizar este ambiente tectônico neste trabalho. O sistema de rifte supracitada representa a fronteira entre as Placas Tectônicas da Núbia e da Somália, sendo um dos maiores vales de rifte da superfície terrestre. Localizado desde a Jordânia, no Sudoeste da Ásia, até Moçambique no Sudeste da África, tendo um comprimento de 6400 km e, em média, uma largura variando entre 40 km a 70 km.

Os três braços da junção tríplice, no qual está inserida o RLA são representados pelo Mar Vermelho, pela depressão de Afar e pelo Golfo de Aden. Entre eles está sendo formada uma bacia e um novo oceano, além de



vários lagos que aproveitaram para se colocar no contato entre a Placa da Somália e a Placa da Núbia, os maiores são de norte a sul: Turkana, Alberto, Vitória, Tanganica e Malawi.

Este rifte está associado ao aparecimento de um hot-spot no continente africano, devido à ascensão de material mantélico, que provocou o estiramento, o adelgaçamento e a ruptura da crosta continental na junção tríplice. (Chernicoff & Venkatakrishnan, 1995).

No que diz respeito a cinemática do Rifte da Etiópia (RE), o modelo mais recente, de Royer *et al.*, (2006) sugere que a direção de extensão ESE-WNW no RE pode ter permanecido estável nos últimos 11 milhões de anos. Esta sugestão é consistente com a análise recente da evolução do padrão de falhas por modelagem analógica de Corti, (2008).

Investigações geofísicas recentes no RE, corroboram que a localização do rifte e a evolução inicial, foram provavelmente controladas por uma heterogeneidade pré-existente em escala litosférica, de tendência NE-SW (Bastow *et al.*, 2005, 2008; Keranen & Klemperer 2008; Corti, 2008; Keranen *et al.*, 2009).

A maioria dos modelos converge para valores entre 30 e 40 km de movimento relativo, entre Placa da Núbia e Placa da Somália (Garfunkel & Beyth, 2006), encaixando-se perfeitamente nas estimativas baseadas na extrapolação das velocidades de alongamento atuais para os últimos 10-11 Ma.

A principal ruptura na Etiópia é delimitada por falhas descontínuas que dão origem a grandes escarpas que separam a depressão da fenda dos planaltos da Etiópia e da Somália. Estas falhas são normalmente longas, amplamente espaçadas e caracterizadas por grandes desvios verticais (Boccaletti *et al.*, 1998). A propagação do rifte não foi um processo regular, mas sim, um processo com períodos de extensão pontuados, intercalados com períodos de relativa quietude. (Keranen & Klemperer, 2008).

A deformação no RE começou a 20 – 21 Ma, no RE Meridional, onde as ativações das estruturas de tendências Norte-Sul estavam relacionadas ao Rifte do Quênia. (Bonini *et al.*, 2005). Esta deformação durou até aproximadamente 11 Ma, quando então diminuiu drasticamente. Nenhuma grande deformação extensional afetou os segmentos RE Central e Norte entre

21 e 11 Ma, enquanto isso a separação África-Arábia no Mar Vermelho e no Golfo de Aden, estava ativa desde cerca de 30 Ma (Wolfenden *et al.*, 2005).

De acordo com WoldeGabriel *et al.*, (1990), as falhas de contorno do RE Central têm idades entre 8 e 10 Ma, já Corti (2009), sugere que a extensão começou entre 5 e 6 Ma.

A Província *Basin and Range* é um rifte do tipo largo, e será o representante para este tipo de rifte neste trabalho. Presente como uma faixa que se estende do oeste dos Estados Unidos, até o noroeste do México, com características fisiográficas exclusivas, o ambiente em questão, apresenta abruptas alternâncias de elevação, contendo cadeias montanhosas e também bacias em vales e vales planos.

O ambiente acima citado, está instalado em uma crosta facilmente deformável. Adjacente a esse rifte ocorre uma zona de subducção ativa, formando a cordilheira de montanhas Cascade-Sierra, na qual aflora o famoso vulcão Santa Helena, cuja erupção mais importante ocorreu em 1980.

A manifestação espacial do magmatismo é altamente variável em toda a província. São encontrados plutonismos de composições máficas a silicosas, diques e soleiras de composição basáltica a riolítica, tufos de fluxos de cinzas, cones de cinzas, além de basaltos de inundação.

Devido à baixa espessura da crosta na região, o fluxo de calor situado na astenosfera, consegue influenciar gerando tensões extensionais, com isso, os magmas gerados em regiões mais profundas de altas temperaturas, conseguem adentrar a crosta e até mesmo extravasar na superfície. Segundo Gans *et al.*, (1989) o magmatismo desempenhou um papel ativo no regime extensional, sendo de suma importância para a instalação do rifte naquela localidade.

Liviccari & Perry (1993), afirmam que de acordo com os valores de Nd, grande parte do manto litosférico pré-cambriano localiza-se na base da província *Basin and Range*. Os dados de geoquímica e geoquímica isotópica do ambiente, sugerem que ocorrem interações em variados graus entre o magmatismo extensional, com a crosta durante a passagem para superfície (Jones *et al.*, 1992).

O momento exato da falha extensional que tem o magmatismo associado é altamente variável em toda a província, mudando a depender do estilo, sincronização e a localidade da extensão (Bradshaw *et al.*, 1993).

Há aproximadamente 16 – 17 Ma, a pluma de Yellowstone emergiu, e o vulcanismo basáltico passou a dominar no norte da província, trazendo a discussão se é consistente ou não, afirmar uma ligação deste ambiente com uma pluma mantélica. Vários autores como Farmer *et al.*, (1989) e Lum *et al.*, (1989) afirmam que as rochas do *Basin and Range* são similares a OIB, sugerindo ligação deste ambiente com plumas mantélicas. Já Bradshaw *et al.*, (1993) afirma que a pluma não exerce nenhum papel neste ambiente.

### **3. METODOLOGIA**

Com o objetivo de alcançar os resultados esperados para este trabalho, foram executados os seguintes procedimentos: levantamento bibliográfico, compilação de dados de geoquímica da literatura, tratamento dos dados de geoquímica, criação de gráficos binários e diagramas multielementares de elementos traços e interpretação e discussão dos resultados.

#### **3.1 Levantamento Bibliográfico e Expedição de Campo**

Foi executado um levantamento de referências bibliográficas disponibilizados por meio impresso, digital. A busca foi realizada em *sites* de pesquisa na *internet*, livros em formato digital como também impressos, consultas a *sites* de revistas da área das geociências, além de consultas verbais com pesquisadores da área de estudo.

Durante o trabalho de campo foram visitados afloramentos previamente descritos por pesquisadores atuantes na área, com o intuito de entender melhor as características geológicas evidenciadas no levantamento bibliográfico. Foi dada ênfase para os contatos geológicos, entendimento da presença de estruturas primárias (ígneas) e secundárias (tectônicas), identificação de texturas e mineralogia.

### 3.2 Compilação de Dados de Geoquímica

Os dados referentes a geoquímica do DC, foram extraídos de Nascimento (2005), Passos (2016), Liz (2017) e Passos (2019, informação verbais).

Os dados dos ambientes tectônicos modernos foram divididos em dois grandes grupos: ambientes divergentes e convergentes.

No ambiente divergente foram compilados dados de dois tipos diferentes de riftes, um estreito e instalado em crosta antiga (Neoproterozoico), com pluma associada ao rifteamento inicial (Rifte do Leste Africano) e dados de um rifte amplo, instalado numa crosta mais jovem, sem pluma associada (Rifte do *Basin and Range*, EUA). Os dados do Rifte do Leste da África foram divididos em quatro grupos, os dados relacionados ao magmatismo de platô em Afar e na Etiópia foram retirados de Hart *et al.*, (1989), os dados do vulcanismo mais jovem, da região de Kivu, foram retirados de Furman & Graham (1999), e da região do lago Turkana foram retirados de Furman *et al.*, (2004). Os dados geoquímicos do Rifte *Basin and Range*, por sua vez, foram retirados de Bradshaw *et al.* (1993).

No ambiente convergente foram compilados dados de arcos magmáticos, tanto oceânicos quanto continentais. O análogo escolhido para representar os arcos continentais foi a porção sul da Cordilheira dos Andes, uma região com subducção jovem e de maior ângulo que na região central, gerando rochas com menos contaminação crustal, do que no restante da Cordilheira dos Andes.

Os dados utilizados são das regiões de Serra Quinchilca e Serra Nevada. A geoquímica foi retirada do site <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1>.

Como representantes dos arcos oceânicos foram utilizados dados do Arco de Ilha da Indonésia e seus dados de geoquímica foram retiradas de Whitford & Jezed (1999).

Foram utilizados também dados do GEOROC (*Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*) encontrados no site <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>. O GEOROC é um banco de dados mundial de geoquímica. Os dados retirados deste banco de dados foram de ambientes

de retro-arco (*back-arc*) de várias localidades do mundo. Posteriormente foram tratados da mesma forma que os demais ambientes de comparação, exceto na criação das amostras que representam os maiores e menores valores do ambiente. Optou-se por não construir as amostras que apresentam os maiores e menores valores, devido à grande diversidade dos valores.

### 3.3 Tratamento de Dados de Geoquímica

Todos os dados de geoquímica utilizados na fase de compilação passaram por um tratamento antes de formar o banco de dados para a confecção dos gráficos. A primeira triagem executada foi excluir todas as amostras, onde o óxido de silício ( $\text{SiO}_2$ ) estivesse acima de 60% ou abaixo de 45% de percentual em peso. Esta triagem garante que as rochas a serem comparadas possuem características próximas as do DC, podendo assim serem colocadas lado a lado para comparação.

A segunda triagem foi a exclusão de amostras que não possuíam metade dos elementos químicos analisados. Como foram utilizados 24 elementos traços para a confecção de diagramas multielementares, as amostras que não tivessem quantificado metade, ou seja, 12 dos elementos escolhidos para as comparações, foram excluídas. Todas amostras possuíam perda ao fogo e soma total de óxidos dentro dos padrões utilizados em análises geoquímicas.

Foi formado um banco de dados contendo 20 amostras da Unidade Novo Gosto, 15 amostras da Suíte Intrusiva Canindé, 13 amostras da Unidade Gentileza, 14 amostras do Andes Sul, 82 amostras do Rifte do Leste Africano (Etiópia-19; Afar-16; Kivu-12; Turkana-35), 30 amostras do *Basin and Range*, aproximadamente 300 amostras formando o modelo numérico representante do ambiente retro-arco e 6 amostras de médias do Arco da Indonésia, todas já nos moldes desejados. Posteriormente, os dados foram normalizados pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995), prática comum para utilização e interpretação de química de rocha.

Posteriormente foram geradas tabelas contendo mediana, média, mínimo e máximo para todas as amostras.

Todo o tratamento descrito nesta etapa foi executado no programa EXCEL 2016.

### **3.4 Criação de Gráficos Binários e Diagramas multielementares**

Com objetivo de testar os elementos químicos, para avaliar possíveis remobilizações por processos metamórficos e deformacionais das rochas do DC, foram gerados gráficos binários do zircônio (Zr) *versus* diversos outros elementos traços.

Foram construídos também diagramas multielementares para cada uma das unidades e dos ambientes a serem comparados. Os elementos utilizados foram os traços (Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pr, Sr, Nd, Zr, Hf, Sm, Eu, Ti, Gd, Tb, Dy, Y, Ho, Er, Yb, Lu). O programa utilizado foi o EXCEL 2016.

Com o intuito de facilitar a visualização gráfica e não influenciar na interpretação das análises, não foram criados campos nos diagramas multielementares das unidades. Em vez de campos, foram geradas linhas de média, mediana, valor máximo e valor mínimo das rochas do DC e dos ambientes modernos. Além disso a escalar logarítmica foi escolhida para o eixo dos valores de enriquecimento com o intuito de padronizar e facilitar a comparação dos dados.

### **3.5 Interpretação dos Resultados**

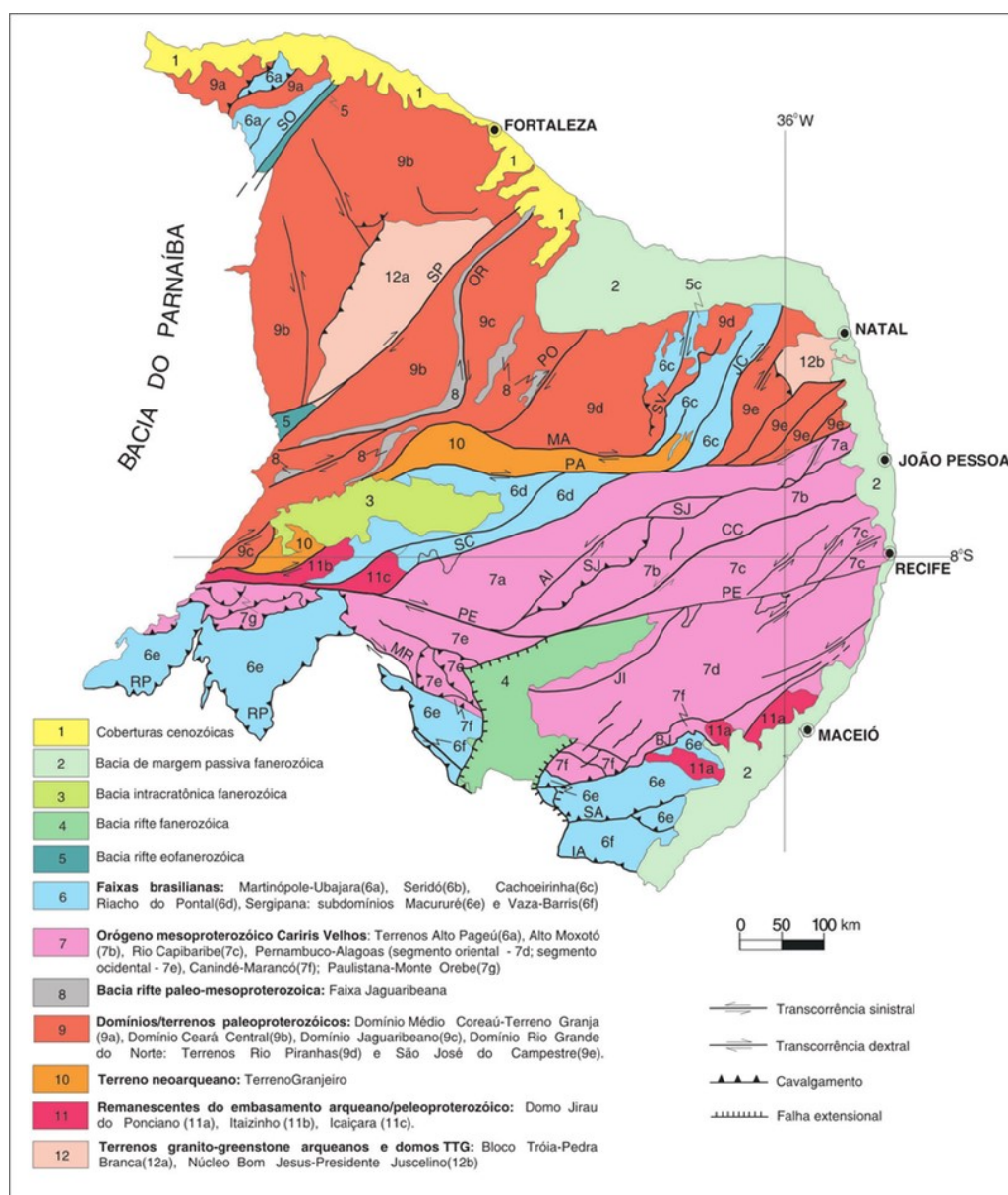
Com o término das etapas anteriores foram realizadas as interpretações dos resultados gerados. Levando em consideração os dados adquiridos da bibliografia, teceu-se as discussões e considerações finais do presente trabalho.

## **4. GEOLOGIA REGIONAL**

A Província Borborema consiste em uma unidade geotectônica localizada no nordeste brasileiro, limitada nas suas bordas norte, oeste e leste por bacias sedimentares Fanerozóicas, e a sul pelo Cráton São Francisco (Brito Neves *et al.*, 1995).

O mesmo autor afirma que a província supracitada é formada por cinturões de rochas supracrustais, vulcanossedimentares e graníticas Grenvilianas (Cariris Velho) e Brasileiro/Pan-Africano associadas às rochas do embasamento Arqueano a Paleoproterozoico.

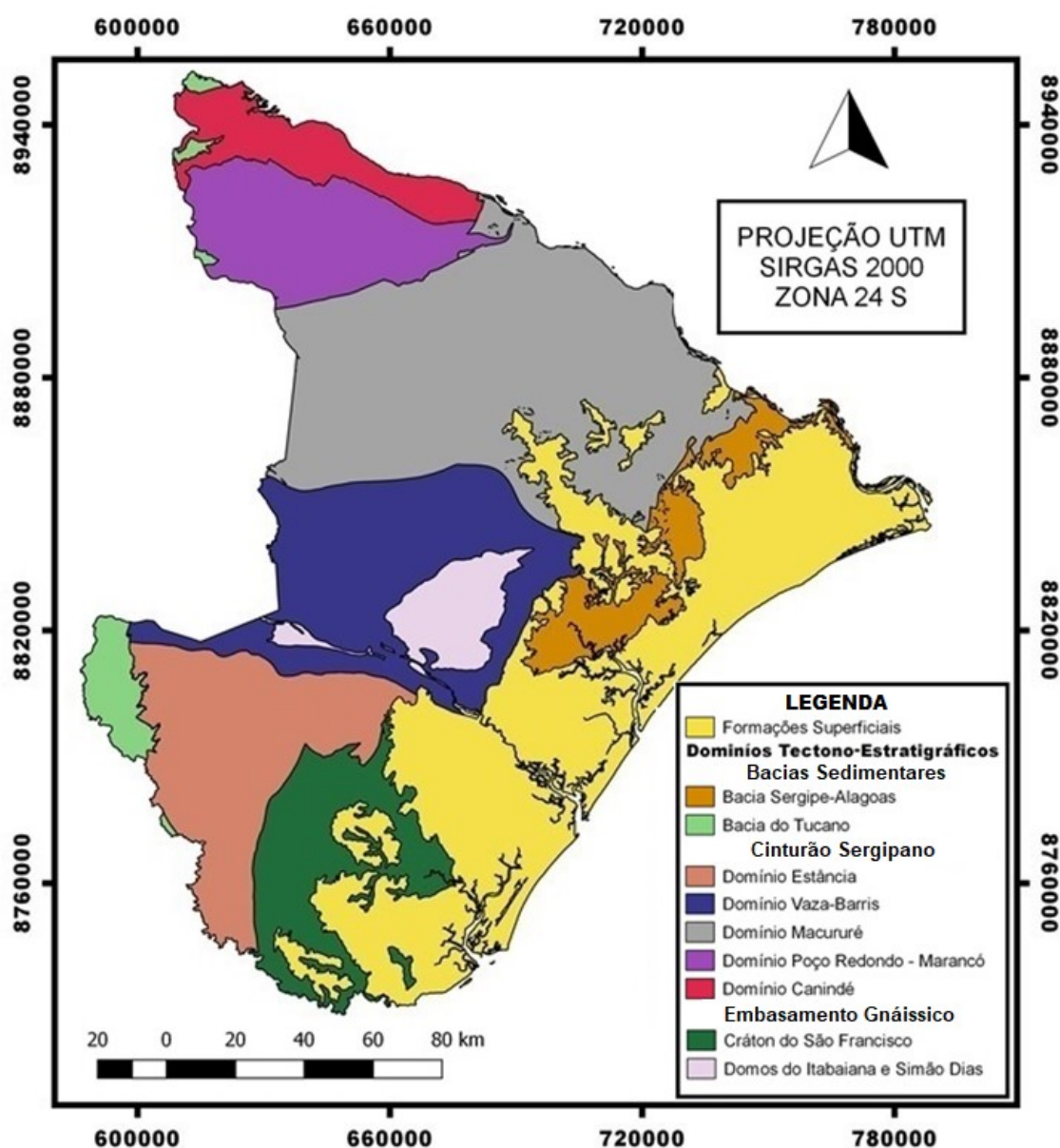
O processo de formação da Província Borborema (Figura 13) foi dado a partir da amalgamação de vários núcleos menores que iniciaram a sua individualização no Paleoarqueano (ex: Domínio São José do Campestre) e em volume maior durante o Paleoproterozoico (ex: Domínio Ceará Central). Nos limites da província com os crátons adjacentes (Cráton São Francisco á sul e Parnaíba a oeste), são encontrados cinturões de rochas supracrustais formados a partir de antigas bacias sedimentares, metamorfasadas durante o Brasileiro, tais como o Domínio Médio Coreaú, Araguaia (inserido na Província Tocantins), Riacho do Pontal e Sergipe (Mabessone, 2002).



**Figura 13:** Figura mostrando a Província Borborema. (Extraído de CPRM, 2003).

O Cinturão Sergipano (COS) é um cinturão de forma triangular com orientação E-SE a W-NW (Figura 14), localizado entre o Cráton São Francisco-Congo ao sul e o Maciço Pernambuco-Alagoas ao norte (Oliveira *et al.*, 2010). Este cinturão representa o segmento oeste do Orógeno Oubanguides, que se estende a NW da África, na região do Congo (Trompette, 1997).





**Figura 14:** Mapa de esboço tectono-estratigráfico do Estado de Sergipe, mostrando o Cinturão Sergipano (Modificado de Santos *et al.*, 1998).

Davison & Santos (1989) e Silva Filho (1998) dividiram o COS em cinco domínios litotectônicos, sendo eles de norte a sul: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância, sendo eles separados pelas zonas de cisalhamento: Macururé, Belo Monte Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, todas de idade Neoproterozoica.

Davison & Santos (1989) também afirmam que o COS é resultado de um encurtamento continental entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas, com direção NE-SW a NNE-SSW, do evento Brasiliano (~600Ma). Ocorreram gerações de zonas de cisalhamento *strike-slipe* e

empurrões, dividindo a área em domínios, com características litológicas distintas, sugerindo um grande deslocamento e colocando lado a lado níveis crustais diferentes.

O DC é o domínio posicionado mais ao norte desse cinturão, com limite a sul com o Domínio Poço Redondo-Marancó e a norte com Maciço Pernambuco-Alagoas. O domínio é formado por rochas metavulcanossedimentares do Complexo Canindé, intrudidas por um grande corpo gabróico diferenciado chamado Suíte Intrusiva Canindé (SIC), intrudido por granitóides de características sin, tardi e pós-tectônicos da Orogênese Brasileira. Esse conjunto de rochas (com exceção dos granitos tardi a pós tectônicos) estão metamorfisados em fácies xisto-verde a anfibolito (Santos *et al.*, 1998).

Silva Filho *et al.*, (1979) fez a primeira individualização do Complexo Canindé, agrupando as rochas supracrustais desse complexo em unidades Mulungu, Garrote, Novo Gosto e Gentileza. Posteriormente, Santos *et al.*, (1998) suprimiu a Unidade Garrote, já que se tratava apenas de um granitóide milonitizado e o nomeou como granitóide do tipo Garrote. Seixas & Moraes (2000) uniu as unidades Mulungu e Novo Gosto, denominando a nova unidade de Novo Gosto.

No que diz respeito aos granitóides da região, Santos *et al.*, (1998) os dividiu em quatro tipos: Garrote, Curralinho, Xingó e Serra do Catú. Posteriormente, Seixas & Moraes (2000) e Nascimento (2005) separam os granitóides em Lajedinho, Boa Esperança, Serrote, Sítios Novos, Xingó, Serra do Catú e Curitiba.

Nos últimos anos, Souza Júnior (2012) executou trabalhos de mapeamento geológico na porção central do Domínio. O autor voltou a utilizar a denominação de Seixas & Moraes (2000) do granitóide tipo Garrote, para o granitóide deformado, próximo da zona de cisalhamento Mulungu-Alto Bonito, modificou o nome da unidade Novo Gosto para Novo Gosto-Mulungu e criou a denominação Suíte Ígnea Bimodal Gentileza Curralinho, atribuindo a esta suíte a Unidade Gentileza e o granitóide tipo Curralinho, usando a forte relação das suas rochas como base para tal atribuição.

Seixas & Moraes (2000) foram os primeiros a tentar compartimentar espacialmente a SIC. Eles dividiram o corpo gabróico em quatro litotipos: gabro

e gabropegmatítico, posicionado na porção centro-sul do corpo; troctolito e anortosito, posicionado na porção oeste; olivina-gabro e gabro-norito, ocupando quase todo o resto da suíte; peridotitos e olivina-norito que ocorrem como lentes na Suíte, na porção oeste da falha Jacaré. Por sua vez Souza Júnior (2012) não individualizou espacialmente a suíte.

O DC foi atingido por no mínimo, quatro fases deformacionais (Nascimento, 2005) mostradas na (Tabela 1).

**Tabela 1:** Sequência das fases deformacionais segundo Nascimento (2005).

D1 - deforma S0 (acamamento) e corresponde ao bandamento composicional das rochas da pilha metavulcanossedimentar.
D2 - caracterizado por dobrar os bandamentos da fase D1, estando bem preservada em metassedimentos da Unidade Novo Gosto, cujas camadas mergulham para NE.
D3 - predomina regionalmente. Registradas pelas foliações com direções NW-SE (afetam principalmente as unidades Novo Gosto e granitos Boa Esperança e Xingó). A essa fase é atribuída as zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de direção NW-SE e mergulhos de alto ângulo para NE e SW, como a zona de cisalhamento Mulungu-Alto Bonito.
D4 - possui características rúpteis de direção NE-SW, estando associada as zonas rúpteis do Rio Jacaré e Bom Sucesso, com movimento sinistral.

A evolução tectônica do DC já foi bastante discutida até os dias de hoje. Na (Tabela 2) é possível ver as hipóteses dos autores que trabalharam na área, para as devidas rochas e unidades encontradas na região.

**Tabela 2:** Correlação entre autor e hipótese de evolução das rochas do Domínio Canindé.

AUTOR	Hipótese de Evolução do Domínio Canindé
<b>Brito Neves &amp; Cordani (1973)</b>	Afirmam que as rochas ultramáficas da região são provenientes de atividade magmática inicial (ofiolítica) do Geossinclinal de Propriá.

<b>Silva Filho (1976)</b>	Descreveu as rochas ultramáficas como sendo uma suíte ofiolítica, sugerindo a existência de um oceano na região.
<b>Jardim de Sá et al., (1986)</b>	Afirmam que o domínio foi gerado em um ambiente de arco insular.
<b>Santos et al., (1988)</b>	Afirma que o ambiente seria de arco vulcânico ou margem continental ativa.
<b>Oliveira &amp; Tarney (1990)</b>	Afirmam que os gabros e as metavulcânicas da região possuem semelhança geoquímica com basaltos continentais e que o Complexo Canindé seria resultado da remobilização do manto litosférico subcontinental, durante algum evento termal no Neoproterozoico.
<b>Bezerra (1992)</b>	Afirma que a formação do domínio é proveniente de um ambiente anorogênico intracontinental ou sin-orogênico de arco. Afirma também, que a suíte é proveniente de ambiente sin-orogênico.
<b>Trompette (1997)</b>	Afirma que o Complexo Canindé é uma sequência ofiolítica ou um produto de magmatismo de arco de ilha.
<b>Silva Filho (1998)</b>	Afirma que o Domínio Canindé é um arco intraoceânico. A Suíte Gabróica seria contemporânea aos granitóides, cálcio-alcalinos Brasileiros.
<b>Seixas &amp; Moraes (2000)</b>	Afirmam um modelo geotectônico que envolve a formação de um rifte, vulcanismo basáltico alcalino, plutonismo gabróico e granítico, e deformação compressiva.
<b>Nascimento (2005)</b>	Afirma que o Domínio Canindé é uma sequência de rifte intracontinental.
<b>Oliveira et al., (2010)</b>	Afirma que o Domínio Canindé é uma sequência de rifte, deformada e agregada ao Domínio Poço Redondo-Marancó.
<b>Passos (2016)</b>	Afirma que os protólitos ígneos do Novo Gosto foram formados em um ambiente de zona de suprasubducção, enquanto que o material sedimentar teria sido originado em uma bacia de margem passiva.
<b>Liz (2017)</b>	Corroborar com a hipótese de Oliveira & Tarney (1990), Nascimento (2005) e Oliveira et al., (2010), atribuindo a origem dos ortoanfibolitos a ambiente de rifte continental.

## 4.1 Geologia Local

### 4.1.1 Unidade Novo Gosto

Essa unidade aflora como uma faixa alongada de largura descontínua, orientada na direção WNW-ESE, estando em contato de controle tectônico e intrusivo com a SIC, Unidade Gentileza e granitóides diversos.

A unidade Novo Gosto é formada em sua maioria por metagrauvacas, metapelitos, metassiltitos, metacherts, xistos pelíticos, grafita-xisto, mármore, rochas calciossilicáticas e anfibolitos, truncados por diques máficos e félsicos, assim como corpos gabróicos ricos em Fe-Ti pertencentes a SIC (Nascimento, 2005). A mesma autora afirma que essas rochas foram intrudidas por corpos de quartzo-monzodiorito da Unidade Gentileza.

A característica marcante da unidade Novo Gosto é a intercalação do pacote metavulcanossedimentar, sendo que as rochas de origem sedimentar se intercalam com os anfibolitos de origem ígnea, formando camadas centimétricas a métricas. Entretanto, ocorrem ainda, associados a essa unidade, anfibolitos relacionados à intrusões (diques e soleiras).

Nas rochas metassedimentares são descritos por Nascimento (2005) os seguintes minerais: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e muscovita, em menor proporção, granada (almandina), clorita, epidoto, turmalina, ilmenita, zircão e apatita. Esses minerais ocorrem recristalizados e marcam a foliação metamórfica, que muitas vezes coincide com o acamamento primário.

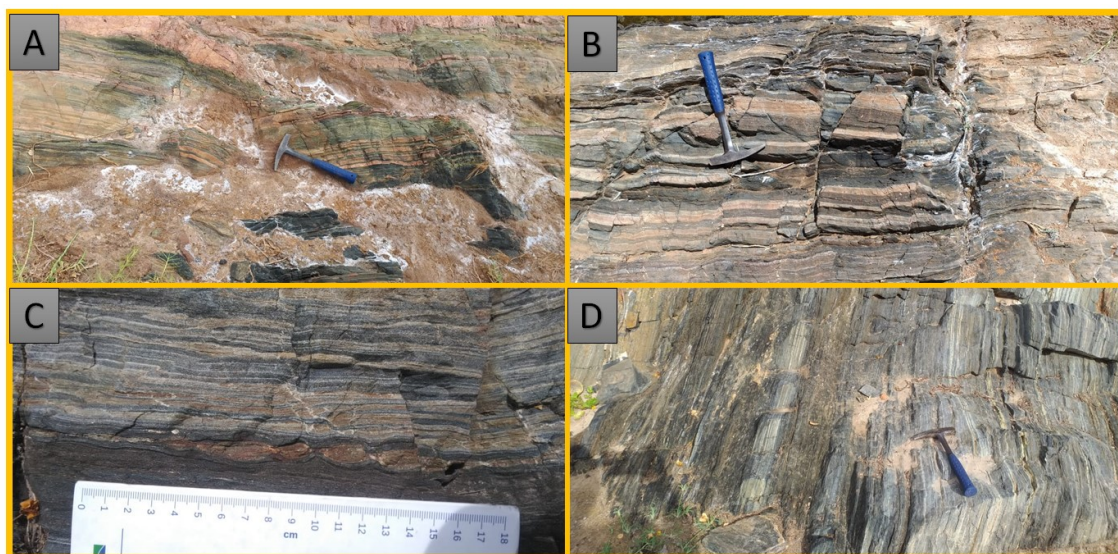
Os mármore e rochas calciossilicáticas ocorrem intercalados com metapelitos e anfibolitos. Os mármore são dolomíticos, de granulação média, textura nematoblástica, com níveis puros e impuros. As calciossilicáticas apresentam foliação, granulação fina a média e são compostas por diopsídio, epidoto, microclínio, calcita, granada e escapolita (Nascimento, 2005).

Os anfibolitos da unidade são representados por rochas de coloração cinza escuro a esverdeado, com foliação fraca e granulometria fina. Possuem textura nematoblástica a granoblástica, sendo constituídas por hornblenda, plagioclásio, quartzo, titanita, minerais opacos e epidoto subordinado (Nascimento, 2005, Passos, 2016, Liz, 2017). Liz (2017) afirma que não é possível determinar com clareza, se os protólitos dos corpos tabulares são de

origem extrusiva, ou intrusiva do tipo soleira, devido às deformações e o intenso metamorfismo.

Nascimento, (2005) datou uma amostra de metagrauvaca da Unidade Novo Gosto pelo método U-Pb. A amostra forneceu três grupos principais de idades de zircões detríticos (977 Ma, 718 Ma, 679 Ma). O mesmo autor afirma que o primeiro grupo pode ter origem nas unidades vizinhas mais antigas (Maciço Pernambuco-Alagoas e Domínio Poço Redondo), o segundo grupo pode ter sido erosão do Granito Garrote que foi anteriormente datado pelo método U-Pb em 715 Ma por Van Schmus *et al.*, (1997) apud Santos *et al.*, 1998, já o terceiro grupo, é provavelmente proveniente das rochas do próprio DC, como a SIC, Unidade Gentileza e Granito Lajedinho.

Na Figura 15 são expostos alguns afloramentos pertencentes a unidade Novo Gosto.



**Figura 15:** A) Afloramento de chão de drenagem, evidenciando a sequência metavulcanossedimentar; B) Paredão rochoso mostrando intercalações entre os anfibólitos de origem ígnea e rochas de origem sedimentar; C) Afloramento de bloco evidenciando *boudins* na sequência metavulcanossedimentar; D) Paredão rochoso evidenciando intercalações entre os anfibólitos de origem ígnea e rochas de origem sedimentar.

#### 4.1.2 Suíte Intrusiva Canindé

Unidade exposta como uma faixa alongada de espessura descontínua, orientada na direção WNW-ESE, estando em contato tectônico e intrusivo com as Unidades Novo Gosto, Gentileza e granitóides diversos.

As rochas que compõem a suíte são peridotitos, noritos, gabro-noritos, gabros, troctolitos e anortositos. Estas apresentam feições de diferenciação magmática, como bandamento e textura cumulática (Nascimento, 2005).

As rochas da suíte mostram variadas composições, desde melanocráticas (piroxênio-peridotito), mesocráticas (olivina gabro-norito, olivina gabro, gabro-norito e gabro-pegmatito) até leucocráticas (leuco-troctolito e anortosito) (Nascimento, 2005). A mesma autora afirma que as rochas da SIC foram afetadas por metamorfismo de baixo grau, possuindo mineralogia compatível com a fácies xisto verde, como tremolita-actinolita, clorita, epidoto, serpentina e talco.

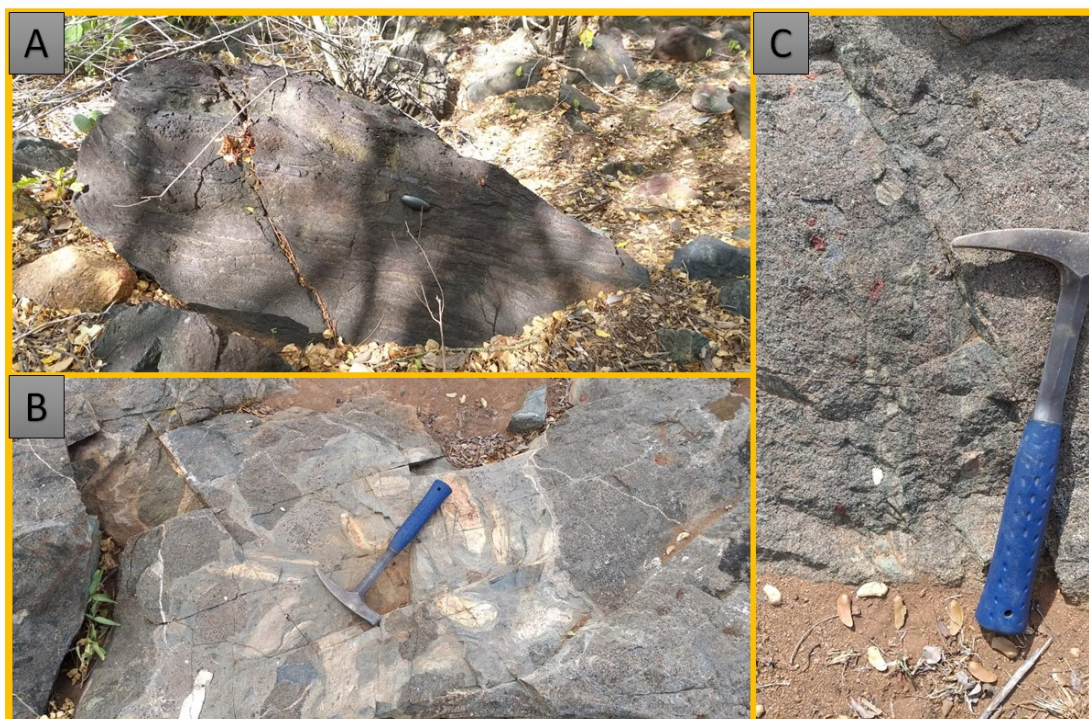
As observações de campo, as análises litoquímicas e de química mineral de Oliveira & Tarney (1990) e Bezerra (1992), sugerem a individualização deste corpo em duas partes principais caracterizadas como base e topo, mesmo o corpo não sendo claramente estratiforme.

A base é formada por peridotitos, olivina-norito, olivina-gabro e gabro-norito de granulação média a grossa, apresentando orientação magmática de cristais de plagioclásio e bandamento composicional de gabro e gabro-norito intercalados. O topo é composto por troctolito, anortosito, gabro-norito, gabro e gabro-pegmatóide de granulação grossa e textura intergranular, além de corpos alongados de gabro com fino bandamento magmático com a foliação da Zona de Cisalhamento Mulungú-Alto Bonito (Nascimento, 2005).

Oliveira *et al.*, (2010) datou cristais de zircão em gabro pegmatítico da SIC pelo método U-Pb e encontrou uma idade em torno de  $701 \pm 8$  Ma.

Na Figura 16 são expostos alguns afloramentos da Suíte Intrusiva Canindé.





**Figura 16:** A) Afloramento de Gabro da SIC com alto teor de Fe-Ti; B) Afloramento mostrando fragmentos da Unidade Novo Gosto englobados por rochas da SIC; C) Afloramento de rochas de granulação média a grossa da SIC.

#### 4.1.3 Unidade Gentileza

Unidade exposta como uma faixa alongada de largura descontínua, orientada na direção WNW-ESE, estando em contato tectônico e intrusivo com a SIC, Unidade Novo Gosto e granitóides diversos.

A principal característica é a presença dominante de anfibolitos de granulação fina a média, com estruturas de mistura de magmas com uma rocha félsica. Essa associação é cortada por corpos gabróico restritos, diques de diabásio e injeções de granitóides.

Os anfibolitos macroscopicamente mostram-se maciços a pouco foleados, com coloração variando de cinza escuro a verde escuro, com textura equigranular fina a média, composto por plagioclásio, anfibólio e biotita.

As rochas da Unidade Gentileza estão metamorfisadas em fácies Xisto Verde, porém, conservam estruturas primárias, como textura porfirítica, intergranular e subofítica (Nascimento, 2005). A mesma autora afirma que os anfibolitos de granulação fina sugerem cristalização em níveis rasos, com percolação de fluídos hidrotermais, além de serem compostos por plagioclásio



(andesina) fortemente alterado para sericita e epidoto, piroxênio ígneo desestabilizado para anfibólio (hornblenda), biotita, clorita, tremolita-actinolita, titanita, ilmenita, zircão e apatita.

Os anfibolitos de granulação média sugerem caráter subvulcânico e apresentam em geral textura porfirítica formada por fenocristais de plagioclásio (oligoclásio-andesina) e k-feldspato (microclínio) envolvidos por uma matriz constituída por anfibólio, plagioclásio, quartzo, biotita, k-feldspato, ilmenita, titanita e zircão (Nascimento, 2005).

A foliação ígnea dos ortoanfibilos da Unidade Gentileza é destacada pelas feições de misturas tipo mingling e mixing, evidenciadas por interações entre termo máfico (ortoanfibilito) e termo félsico (metasienogranito) (Liz, 2017). Segundo a mesma autora nas porções em que há predomínio de rocha félsica, as rochas máficas ocorrem na forma de corpos intrusivos tabulares com contatos de interação e também contatos retos, já as porções onde o volume de rocha máfica é maior que o volume de rocha félsica, ocorre maior interação entre esses termos, sendo comum a presença de misturas tipo mixing, com geração de rocha híbrida.

Oliveira *et al.* (2010) datou uma amostra de quartzo-monzodiorito com textura rapakivi pelo método U-Pb e encontrou a idade de  $688 \pm 6$  Ma.

Na Figura 17 são expostos alguns afloramentos da Unidade Gentileza.



**Figura 17:** A) Afloramento de corte de estrada mostrando interação entre o anfibolito do Gentileza e rocha félsica (Granito Boa Esperança?), B) Afloramento *in situ* da rocha híbrida do Gentileza, evidenciando o magmatismo bimodal; C) Afloramento do anfibolito do Gentileza sendo cortado por um granito tardio.

## 5. AVALIAÇÃO DE MOBILIDADE DOS ELEMENTOS

Em estudos geoquímicos de rochas que passaram por processos de deformação e metamorfismo, se faz necessário a avaliação da mobilidade dos elementos, para entender os efeitos das transformações pós-magmáticas sobre as composições geoquímicas.

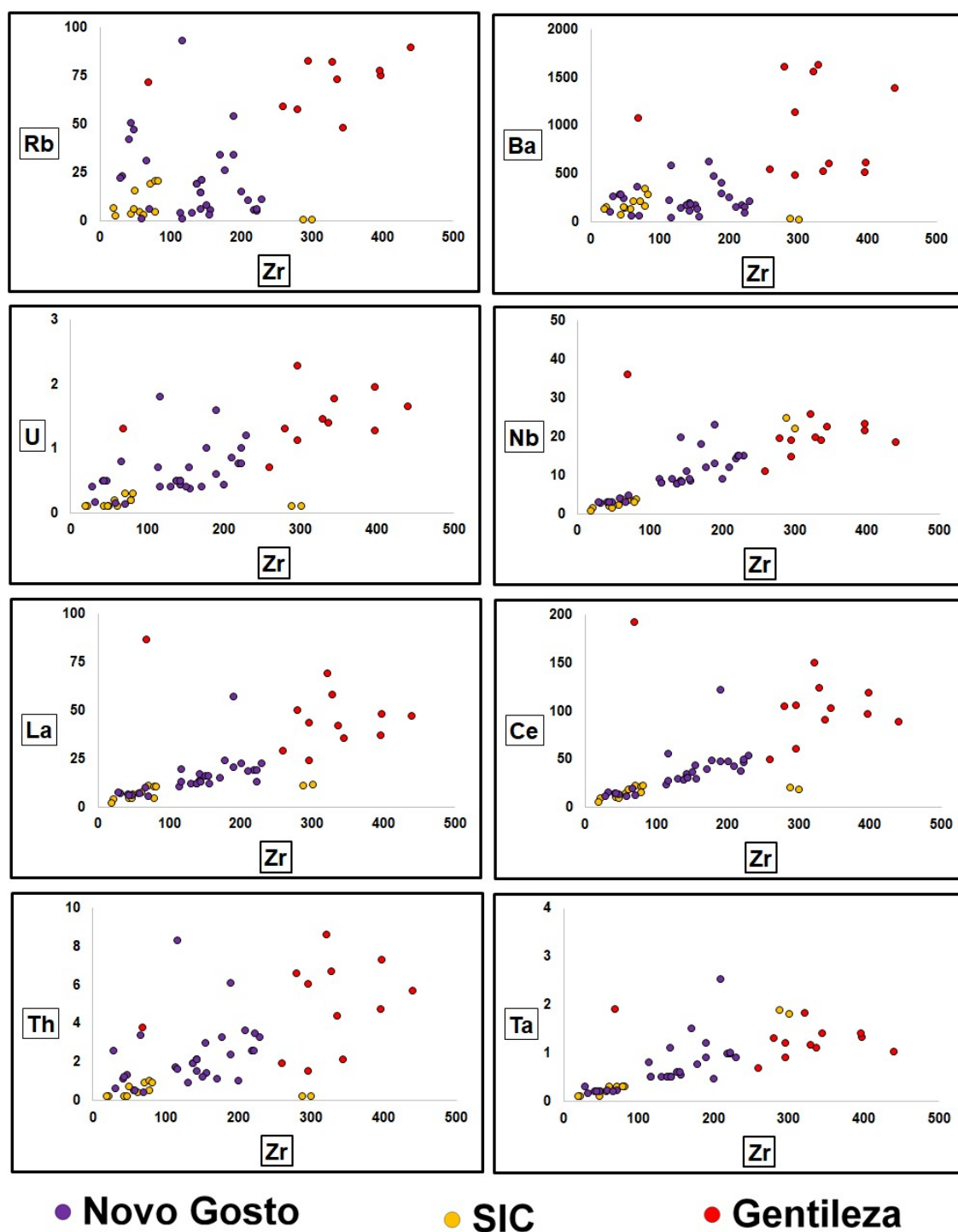
Em protólitos ígneos máficos, o zircônio é considerado o elemento mais imóvel durante as alterações hidrotermais e metamorfismo de baixo e médio grau (Pearce & Cann, 1973; Weaver & Tarney, 1981; Sheraton, 1984; Li *et al.*, 2008; Pearce, 2014). Processos de contaminação crustal, remobilização por subducção e mistura de magmas podem alterar a distribuição dos elementos químicos, os diferenciando da assinatura de sua fonte. Portanto, estes processos devem ser levados em consideração.

Os elementos Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, La, Ce, Pr estão dispostos *versus* o Zr (Figura 18), para avaliar a mobilidade destes elementos nas amostras das unidades Novo Gosto e Gentileza e na Suíte Intrusiva Canindé.

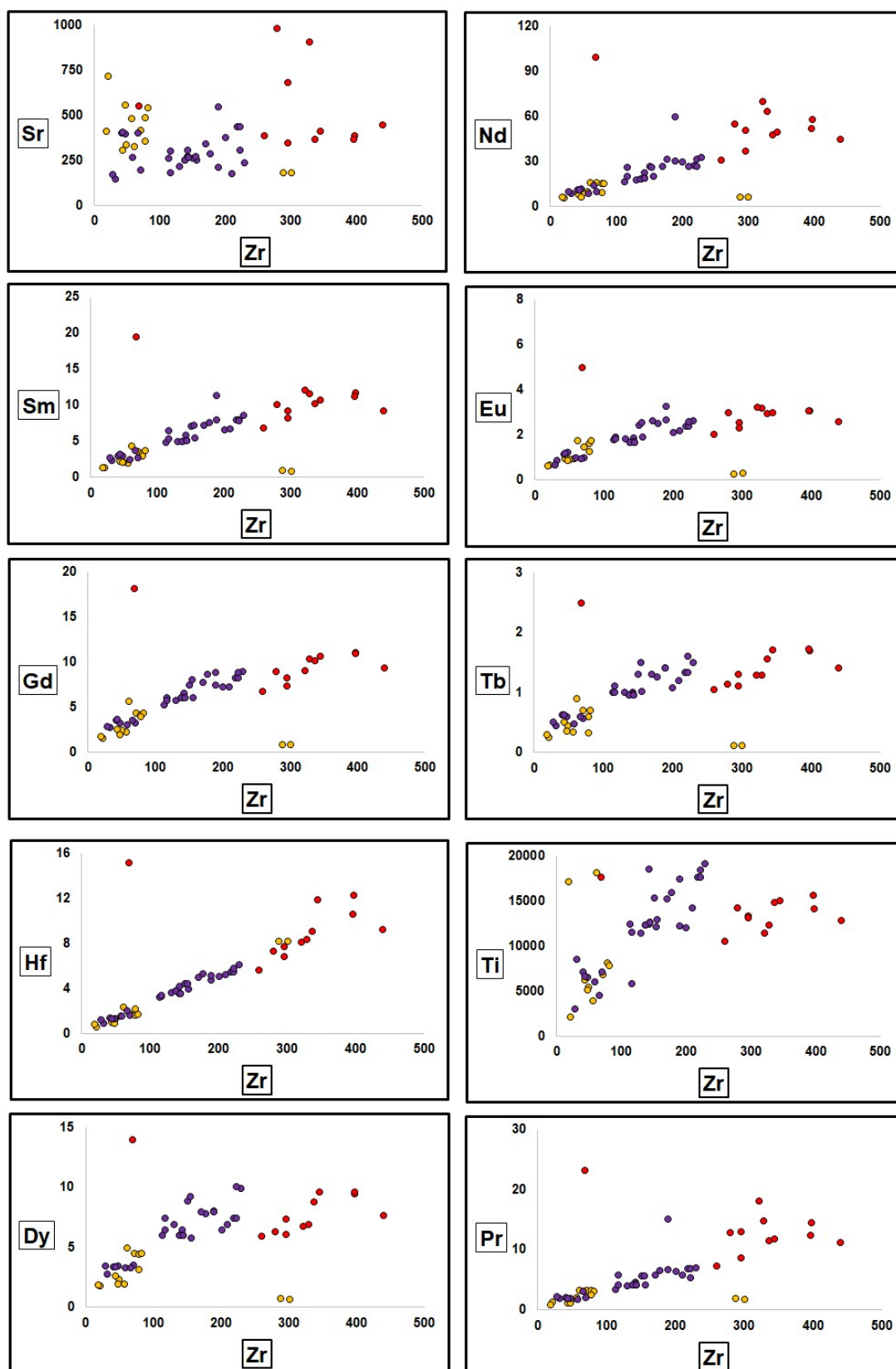
Nestas, podemos ver que os elementos Rb, Ba, U mostram uma dispersão em relação ao Zr, sugerindo que estes elementos sofreram remobilização. O Th apresenta uma baixa dispersão, o que é comum considerando que este elemento é um LILE, porém de características menos móveis que o restante do grupo. Já o Nb, Ta, Ce e La, apresentam fortes correlações com Zr nas rochas do Novo Gosto e da SIC.

Se forem feitas análises por grupo de amostras, fica evidenciado que a dispersão com relação ao Zr é evidente nas amostras da Unidade Gentileza. Uma possível explicação para este comportamento é o fato dessa unidade possuir misturas de magmas, que dificultam as interpretações sobre mobilidade de elementos.

Os elementos Sr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Hf, Ti, Dy e Pr estão dispostos contra Zr (Figura 19) para avaliar a mobilidade destes elementos nas amostras das unidades Novo Gosto e Gentileza, e na Suíte Intrusiva Canindé. Nestas, os elementos Sr e Ti apresentam dispersão com relação ao Zr, o que já era esperado, já que estes possuem um comportamento mais móvel que os demais. O Nd, Hf, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy e Pr mostram uma forte correlação com Zr, sugerindo que estes elementos permaneceram imóveis durante o metamorfismo.



**Figura 18:** Rb, Ba, U, Nb, La, Ce, Th e Ta plotados contra Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza, Novo Gosto e da SIC.



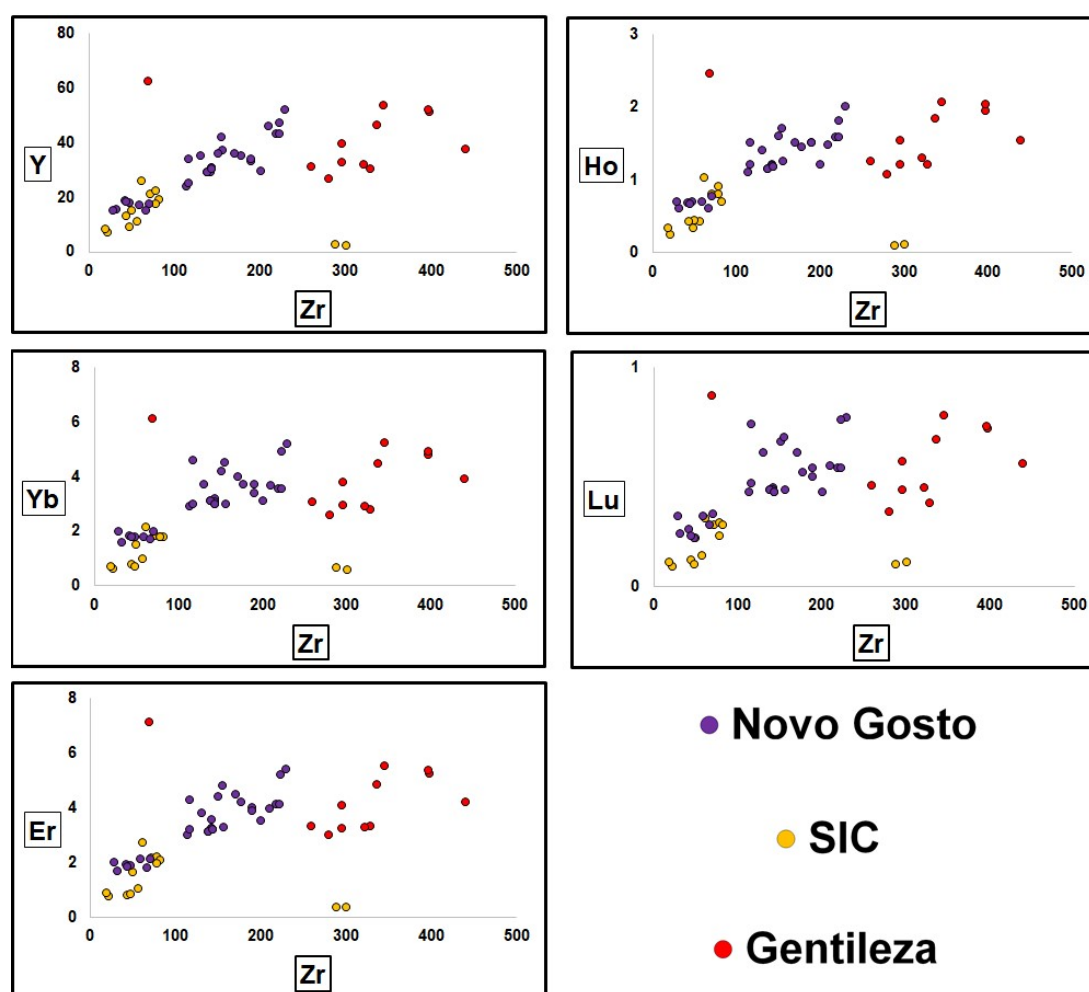
● Novo Gosto      ● SIC      ● Gentileza

**Figura 19:** Sr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Hf, Ti, Dy e Pr plotados contra Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza, Novo Gosto e da SIC.

Os elementos Y, Ho, Er, Yb e Lu estão dispostos contra o Zr (Figura 20) para avaliar a mobilidade destes elementos nas amostras das unidades Novos Gosto e Gentileza, e na SIC.

Com exceção do Lu, que possui uma leve dispersão, os demais elementos apresentam uma correlação com Zr, sugerindo assim que estes elementos não foram remobilizados, permanecendo imóveis durante o metamorfismo.

A partir da avaliação de mobilidade dos elementos, foi possível identificar se os elementos se comportaram de forma móvel ou imóvel, durante o metamorfismo, e assim, compreender as relações destes elementos nas comparações com os análogos.



**Figura 20:** Y, Ho, Yb, Lu e Er plotados contra Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza, Novo Gosto e da SIC.



## 6. COMPARAÇÃO DO DOMÍNIO CANINDÉ COM AMBIENTES MODERNOS

### 6.1 Ambiente de Arco Magmático

Nas comparações com ambientes de arco magmático foram utilizadas amostras de dois representantes de arco continental (Serra Quinchilca e Serra Nevada, pertencentes a Cordilheira dos Andes) e um de arco de ilha (Arco da Indonésia).

A Cordilheira dos Andes (Figura 21) é um ambiente de arco continental de gigantescas proporções, localizado em todo o litoral oeste da América do Sul, desde a Patagônia até a Colômbia. É considerado um dos maiores magmatismos intermediários da Terra, com longa duração e espacialidade complexa.



**Figura 21:** Figurando ilustrativa evidenciando a Cordilheira dos Andes (N: Serra Nevada; Q: Serra Quinchilca) (*Fonte: Google*).

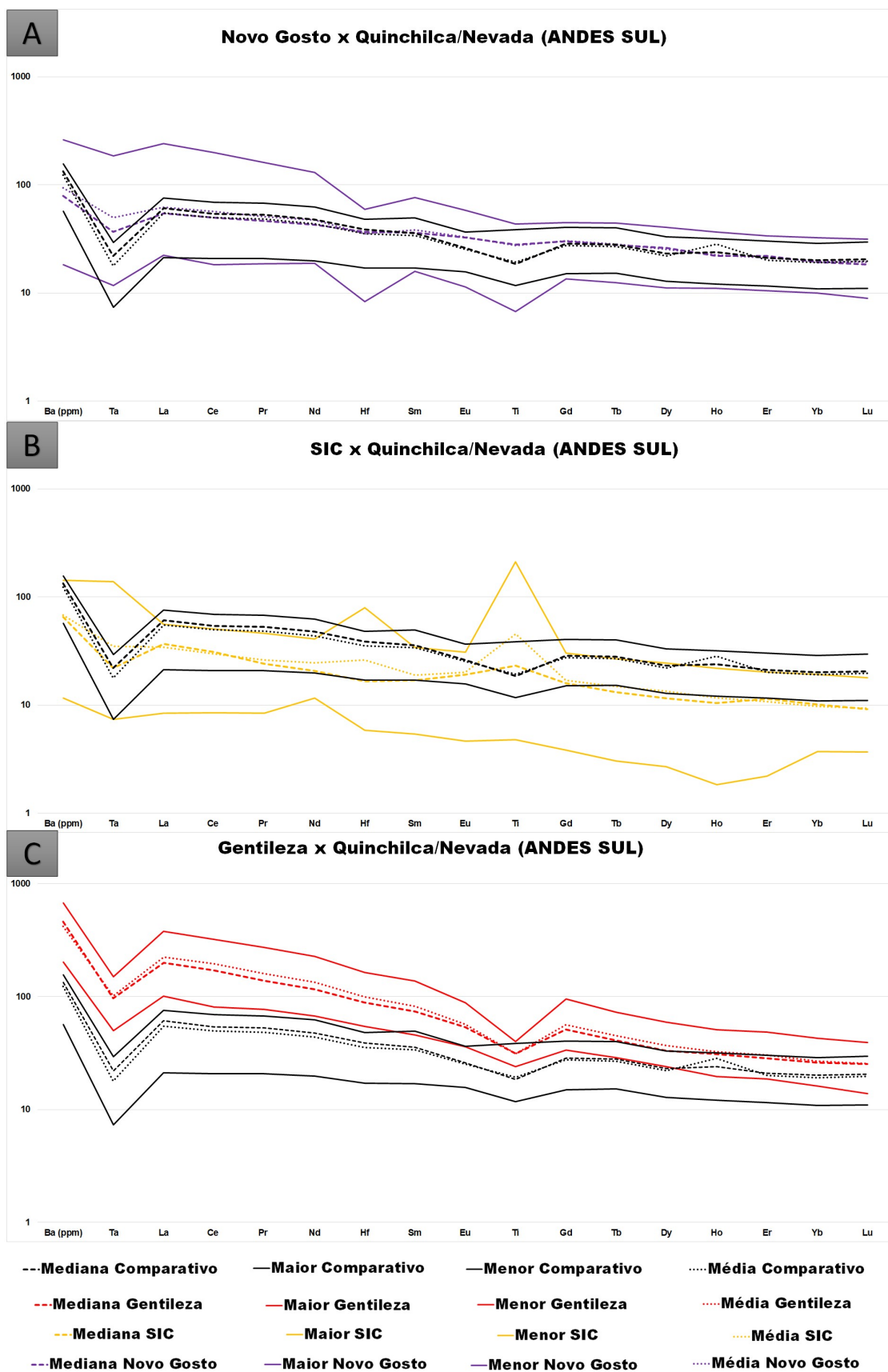
As comparações entre as unidades do DC com o ambiente de arco continental Serra Quinchilca/Nevada (Figura 22), pertencentes a Cordilheira dos Andes Sul, normalizados pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995) mostra que todos os grupos de amostras decrescem do Ba para o Lu.

O Andes Sul possui um enriquecimento baixo a moderado de ETR leves, com relação aos pesados ( $\text{La/Yb} = 1,94 - 3,03$ ), assim como a SIC ( $\text{La/Yb} = 2,26 - 3,65$ ). Porém, apresenta discrepância com o Novo Gosto ( $\text{La/Yb} = 2,25 - 7,42$ ) e principalmente com o Gentileza ( $\text{La/Yb} = 6,27 - 8,64$ ), que evidenciam um maior enriquecimento.

O fracionamento entre ETR leves é baixo no Andes Sul ( $\text{La/Sm} = 1,25 - 1,71$ ), assim como na SIC ( $\text{La/Sm} = 1,56 - 2,17$ ), um pouco mais alto no Novo Gosto ( $\text{La/Sm} = 1,41 - 3,14$ ) e no Gentileza ( $\text{La/Sm} = 2,22 - 2,76$ ). No fracionamento de ETR pesados, o representante do ambiente de arco continental tem baixos níveis ( $\text{Gd/Yb} = 1,37 - 1,43$ ), assim como a SIC ( $\text{Gd/Yb} = 1,02 - 1,58$ ) e no Novo Gosto ( $\text{Gd/Yb} = 1,36 - 1,57$ ), diferente do Gentileza, que é um pouco mais fracionado ( $\text{Gd/Yb} = 1,97 - 2,22$ ).

O Andes Sul apresenta uma acentuada anomalia negativa de Ta, uma leve anomalia negativa de Ti e uma leve anomalia positiva de Ho. Concordante com o análogo, Novo Gosto, SIC e Gentileza possuem anomalia negativa de Ta. Já a leve anomalia negativa de Ti é compartilhada por Novo Gosto e Gentileza, enquanto a SIC mostra anomalia contrária, ou seja, anomalia positiva de Ti, provavelmente devido ao seu enriquecimento em Fe-Ti. O Ho não possui anomalia alguma em ambas as unidades do Domínio Canindé.





**Figura 22:** Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Andes Sul; (B) SIC vs Andes Sul; (C) Gentileza vs Andes Sul.

O Arco da Indonésia (Figura 23), por vezes chamado de Arco de Sunda, é um arco vulcânico, que produziu as ilhas de Sumatra e Java, o Estreito de Sunda e as Ilhas Menores de Sunda, sendo assim, uma cadeia de vulcões formando a topografia destas ilhas.



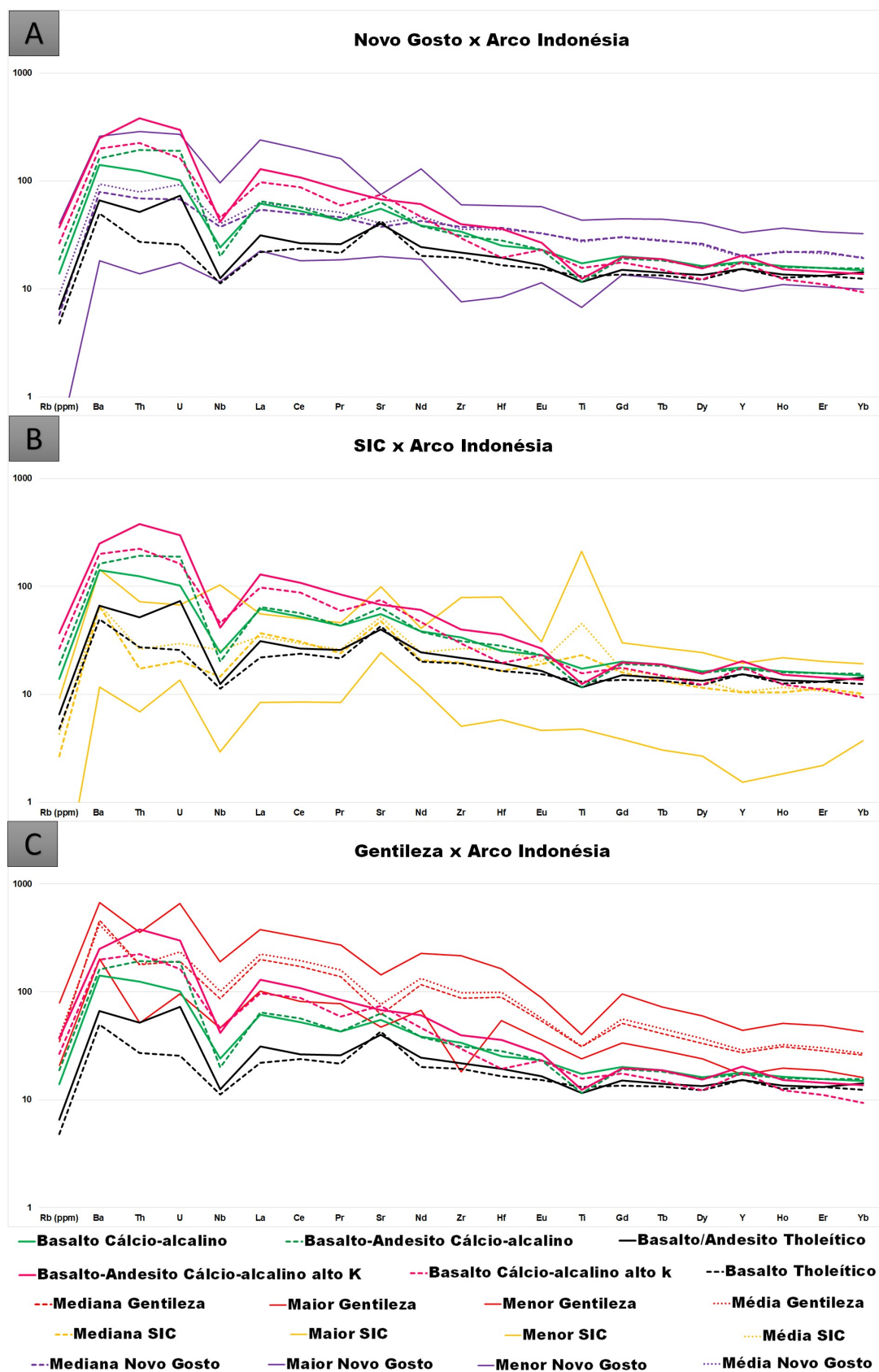
**Figura 23:** Imagem ilustrativa do Arco da Indonésia. (Fonte: Google).

O arco em questão é um exemplo clássico de arco vulcânico de ilha, no qual todos os elementos de distintas características geodinâmicas podem ser encontrados. Portanto, as comparações entre as unidades do DC serão feitas com grupos de diferentes naturezas químicas do Arco Indonésia (basalto toleítico, basalto-andesito toleítico, basalto cálcio-alcalino, basalto-andesito cálcio-alcalino, basalto alcalino de alto k, basalto-andesítico cálcio-alcalino de alto k) nos diagramas multielementares, ambos foram normalizados pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995).

A comparação entre o DC e o Arco Indonésia (Figura 24) mostra que o arco possui baixo a alto enriquecimento em ETR leves, com relação aos pesados ( $La/Yb = 1,77 - 10,46$ ), parecido com o Novo Gosto ( $La/Yb = 2,25 - 7,42$ ), porém diferente da SIC, que possui baixo enriquecimento ( $La/Yb = 2,26 - 3,65$ ) e do Gentileza, que possui alto enriquecimento ( $La/Yb = 6,27 - 8,84$ ).

O fracionamento entre ETR leves é baixo no arco ( $\text{La/Pr} = 1,02 - 1,64$ ), assim como no Novo Gosto ( $\text{La/Pr} = 1,17 - 1,48$ ), SIC ( $\text{La/Pr} = 1,00 - 1,53$ ) e Gentileza ( $\text{La/Pr} = 1,31 - 1,44$ ). O fracionamento entre ETR pesados também é baixo no análogo ( $\text{Gd/Yb} = 1,06 - 1,89$ ), assim como Novo Gosto ( $\text{Gd/Yb} = 1,36 - 1,57$ ) e SIC ( $\text{Gd/Yb} = 1,02 - 1,74$ ), divergindo do Gentileza, que é um pouco mais elevado ( $\text{Gd/Yb} = 1,97 - 2,22$ ).

O arco apresenta em todos os seus tipos de afinidades, altas anomalias negativas de Nb, leves anomalias positivas de Sr e Y, e leves anomalias negativas de Ti. As unidades do Domínio Canindé, assim como, o Arco Indonésia, possuem anomalias negativas de Nb. Porém, a anomalia positiva de Sr é compartilhada apenas pela SIC, enquanto Novo Gosto e Gentileza, contrariamente ao arco, possuem leve anomalia negativa de Sr. A anomalia positiva de Y do arco não é compartilhada com nenhuma das unidades do Domínio Canindé. A anomalia negativa de Ti também é vista no Novo Gosto e Gentileza, porém, a SIC possui esta anomalia de forma contrária.



**Figura 24:** Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre Domínio Canindé e Arco Indonésia, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Arco da Indonésia; (B) SIC vs Arco da Indonésia; (C) Gentileza vs Arco da Indonésia.

## 6.2 Ambiente Adjacente a Arco

O ambiente retro-arco produz características geológicas e geoquímicas distintas e foram comparados com as unidades do DC nos diagramas multielementares. Todas as amostras foram normalizadas pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995).

O ambiente é composto por um modelo numérico que leva em consideração amostras de diferentes localidades mundiais. Nestes diagramas multielementares, diferentes dos anteriores, não haverá amostra representando maior e menor valor da unidade. Devido à grande variedade de amostras, esses padrões se comportaram de forma inconsistente com os demais. Portanto haverá apenas amostras representando a média e a mediana (MDN) dos análogos.

A comparação Novo Gosto vs Retro-Arco (Figura 25-A), SIC vs Retro-Arco (Figura 25-B) e Gentileza vs Retro-Arco (Figura 25-C), mostram que o ambiente retro-arco é pouquíssimo enriquecido em ETR leves com relação aos pesados ( $La/Yb = 1,10 - 1,84$ ), menos que Novo Gosto ( $La/Yb = 2,25 - 7,42$ ), SIC ( $La/Yb = 2,26 - 3,65$ ) e Gentileza ( $La/Yb = 6,27 - 8,84$ ).

O retro-arco também apresenta baixo fracionamento de ETR leves ( $La/Sm = 0,87 - 1,40$ ), com níveis próximos ao Novo Gosto ( $La/Sm = 1,41 - 3,14$ ), SIC ( $La/Sm = 1,56 - 2,17$ ) e Gentileza ( $La/Sm = 2,22 - 2,76$ ). O retro-arco também tem baixo fracionamento dos ETR pesados ( $Gd/Yb = 1,18 - 1,21$ ), igualmente com o Novo Gosto ( $Gd/Yb = 1,36 - 1,57$ ), SIC ( $Gd/Yb = 1,02 - 1,74$ ) e Gentileza ( $Gd/Yb = 1,97 - 2,22$ ).

O ambiente retro-arco apresenta uma acentuada anomalia negativa de Nb e Ta, uma leve anomalia positiva de Sr e uma leve anomalia negativa de Ti. Com relação ao Nb e Ta, a mesma anomalia é encontrada em todas as unidades do DC. O Sr se apresenta anormalmente positivo no retro-arco, assim como na SIC, porém, Novo Gosto e Gentileza possuem leves anomalias negativas para este elemento. O Ti, por sua vez, evidencia uma leve anomalia positiva no retro-arco, assim como no Novo Gosto e Gentileza, mas de forma contrária a SIC, que apresenta anomalia positiva deste elemento.



**Figura 25:** Diagrama multielementar para comparação geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Retro-Arco (B) SIC vs Retro-Arco; (C) Gentileza vs Retro-Arco.

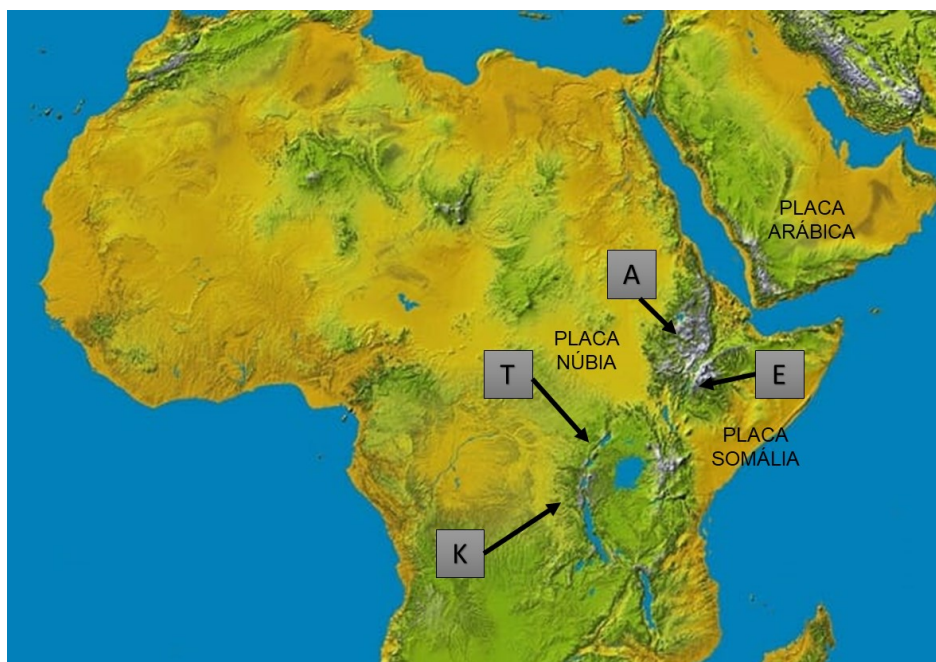


### 6.3 Ambiente de Rifte

Nas comparações de ambientes tipo rifte estreitos foram utilizadas amostras do Rifte do Leste da África (RLA), uma região com muitos estudos e que preserva várias etapas de abertura de um rifte continental, desde a fase de geração de basaltos de platô, até o vulcanismo associado à abertura de lagos, à fase golfo (Mar Vermelho) e à fase mar aberto (Golfo de Áden).

O Rifte do Leste da África é um rifte considerado estreito, iniciou em torno de 35 Ma e se localizou sobre antigos cinturões metamórficos Pan-Africanos. O braço leste se localiza sobre o Cinturão de Moçambique (~550 Ma) e o braço oeste sobre outros cinturões menores.

A ênfase nesse trabalho serão as rochas máficas associadas ao Platô da Etiópia e de Afar (~30 Ma), uma das primeiras manifestações magmáticas da região e representante do braço leste do rifte, além de amostras dos lagos (KIVU e TURKANA), do braço oeste, e magmatismo mais recente da região (Figura 26).



**Figura 26:** Figura ilustrativa do Rifte do Leste da África (A: Afar; E: Etiópia; T: Turkana; K: Kivu). (Fonte: Google).

Os dados de geoquímica de amostras das unidades Novo Gosto, Gentileza e SIC foram comparados com as rochas do RLA nos diagramas

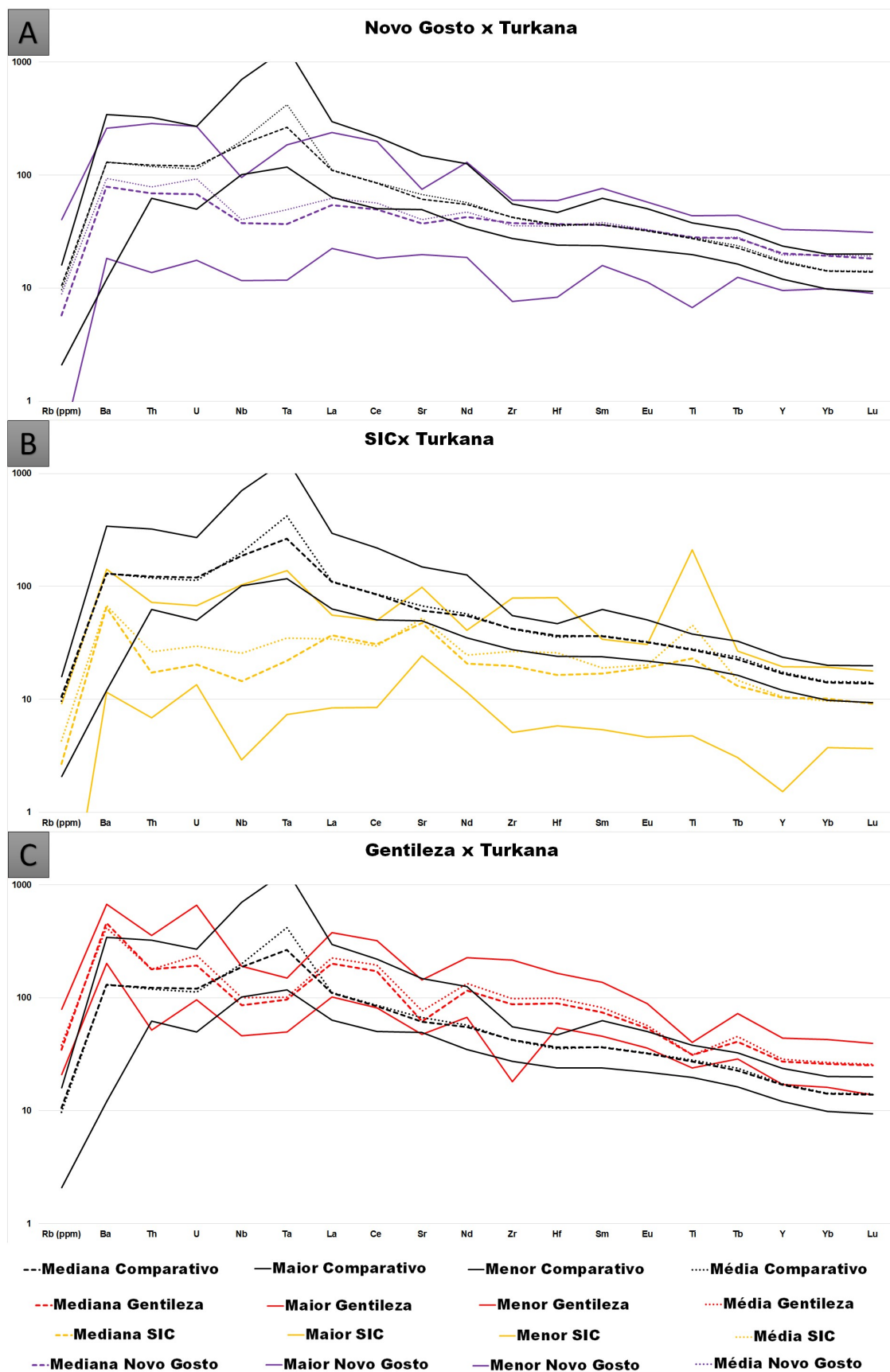
multielementares, ambos foram normalizados pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995).

As comparações entre Novo Gosto vs Turkana (Figura 27-A), SIC vs Turkana (Figura 27-B), Gentileza vs Turkana (Figura 27-C), Novo Gosto vs Kivu (Figura 28-A), SIC vs Kivu (Figura 28-B) e Gentileza vs Kivu (Figura 28-C) mostram que os representantes do RLA apresentam forte enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados (Turkana  $La/Yb = 6,47 - 14,79$ ; Kivu  $La/Yb = 8,02 - 22,42$ ), diferente do Novo Gosto ( $La/Yb = 2,25 - 7,42$ ), SIC ( $La/Yb = 2,26 - 3,65$ ) e Gentileza ( $La/Yb = 6,27 - 8,84$ ).

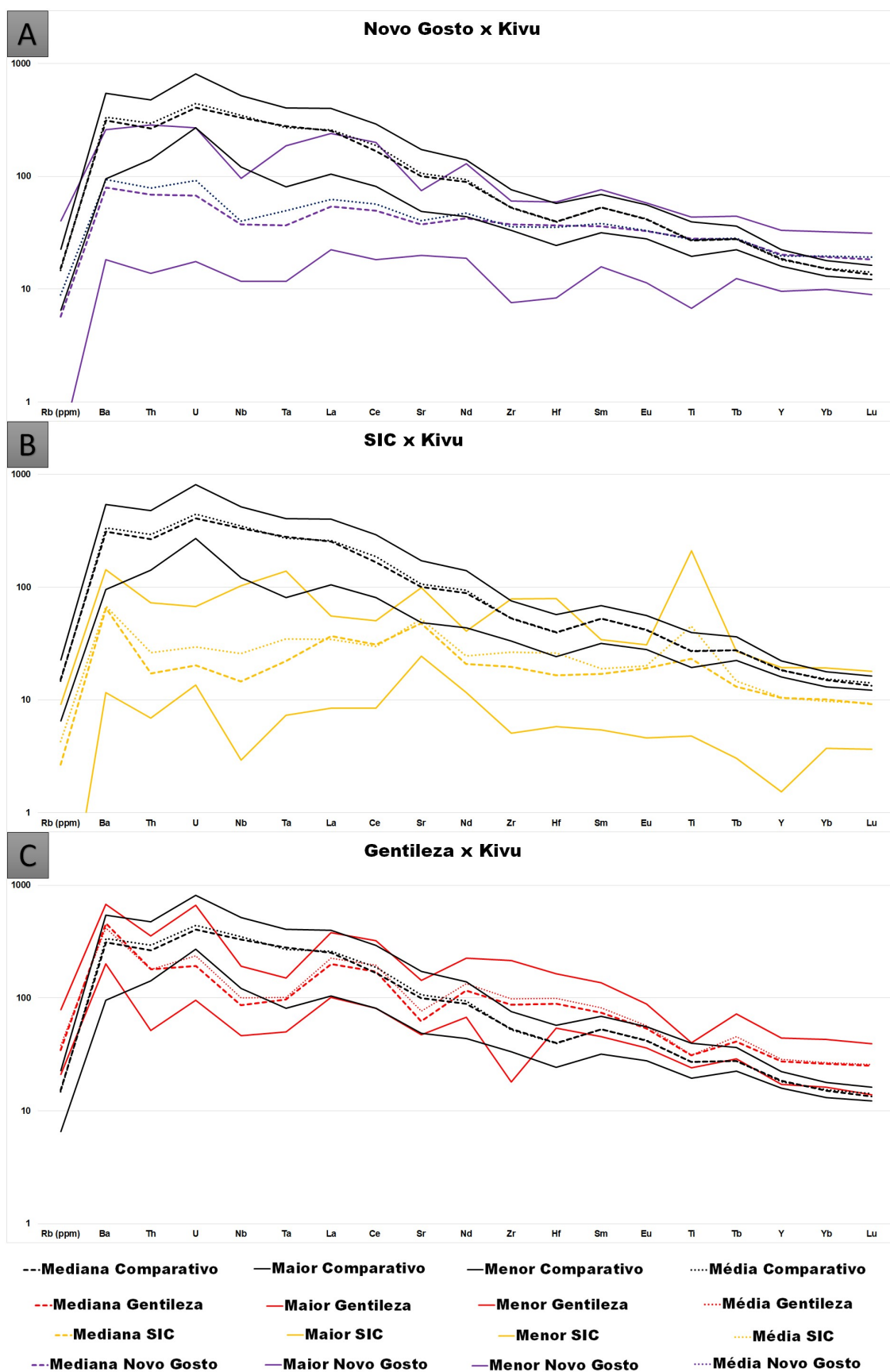
Com relação ao fracionamento de ETR leves, os representantes do RLA apresentaram nível mediano (Turkana  $La/Sm = 2,66 - 4,73$ ; Kivu  $La/Sm = 3,30 - 5,80$ ), diferente de Novo Gosto ( $La/Sm = 1,41 - 3,14$ ), SIC ( $La/Sm = 1,56 - 2,17$ ) e Gentileza ( $La/Sm = 2,22 - 2,76$ ). O fracionamento de ETR pesados é baixo no RLA (Turkana  $Tb/Yb = 1,61 - 1,67$ ; Kivu  $Tb/Yb = 1,72 - 2,04$ ), assim como no Novo Gosto ( $Tb/Yb = 1,25 - 1,44$ ), SIC ( $Tb/Yb = 0,82 - 1,52$ ) e Gentileza ( $Tb/Yb = 1,58 - 1,78$ ).

O ambiente Turkana apresenta apenas anomalias positivas de Nb e Ta, divergindo de todas as unidades do DC, já que estas possuem anomalia negativa de Nb e Ta. Já o ambiente Kivu possui leve anomalia positiva de U, e leve anomalia negativa de Hf. Assim como o análogo, todas as unidades do DC possuem leve anomalia positiva de U. A anomalia de Hf encontrada no no RLA, não se repete no Novo Gosto, SIC e Gentileza.





**Figura 27:** Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Turkana, (B) SIC vs Turkana e (C) Gentileza vs Turkana



**Figura 28:** Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Kivu, (B) SIC vs Kivu e (C) Gentileza vs Kivu.

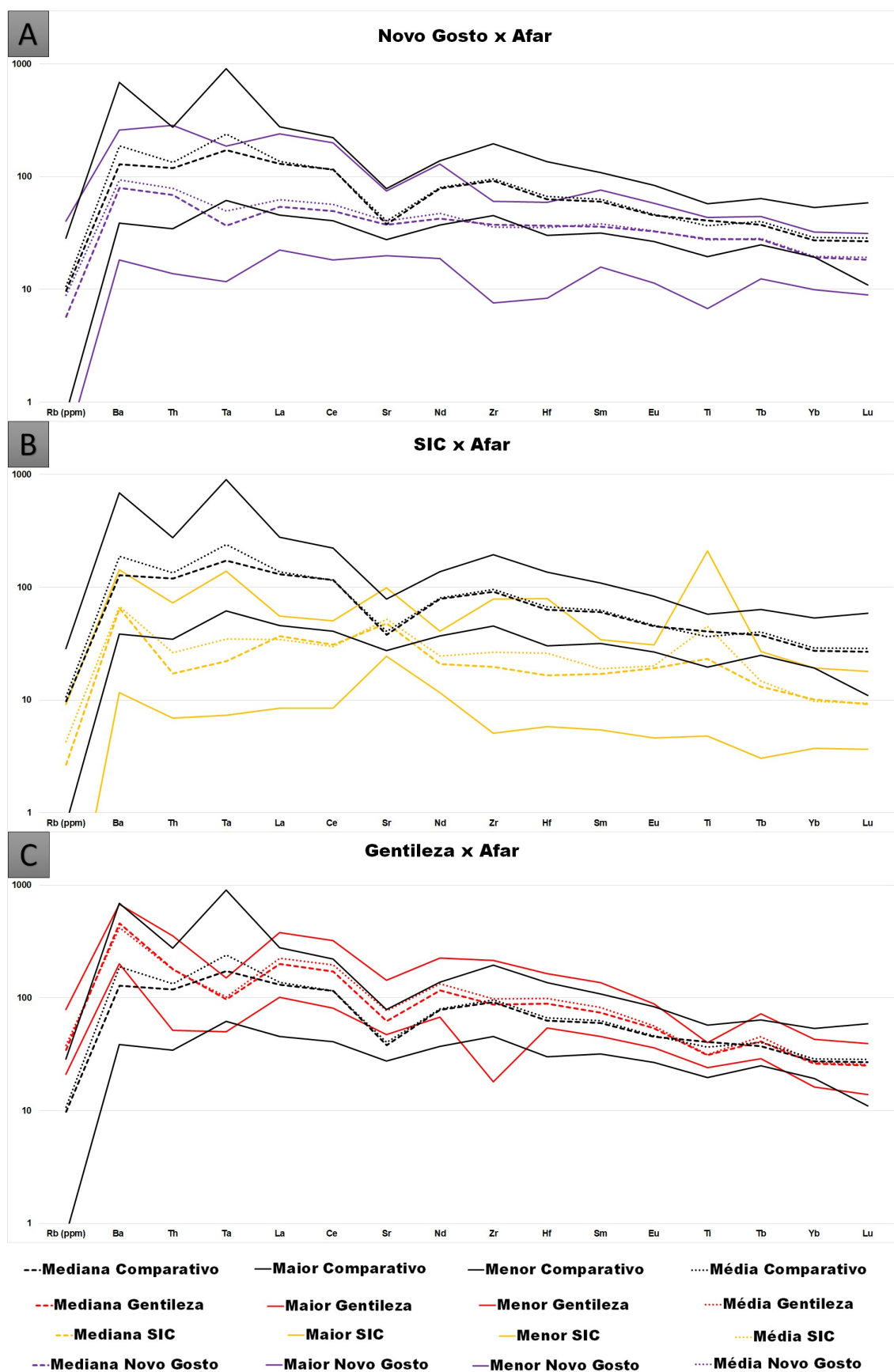
Os dados de geoquímica de amostras das unidades do DC foram comparados com as rochas do RLA nos diagramas multielementares, ambos foram normalizados pelo Condrito (McDonough & Sun 95).

As comparações entre Novo Gosto vs Afar (Figura 29-A), SIC vs Afar (Figura 29-B), Gentileza vs Afar (Figura 29-C), Novo Gosto vs Etiópia (Figura 30-A), SIC vs Etiópia (Figura 30-B) e Gentileza vs Etiópia (Figura 30-C) mostram que estes representantes do RLA possuem alto enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados (Afar  $\text{La/Yb} = 2,37 - 5,21$ ; Etiópia  $\text{La/Yb} = 3,74 - 13,39$ ). Este enriquecimento se assemelha ao Gentileza ( $\text{La/Yb} = 6,27 - 8,84$ ) e diferem do Novo Gosto ( $\text{La/Yb} = 2,25 - 7,42$ ) e SIC ( $\text{La/Yb} = 2,26 - 3,65$ ).

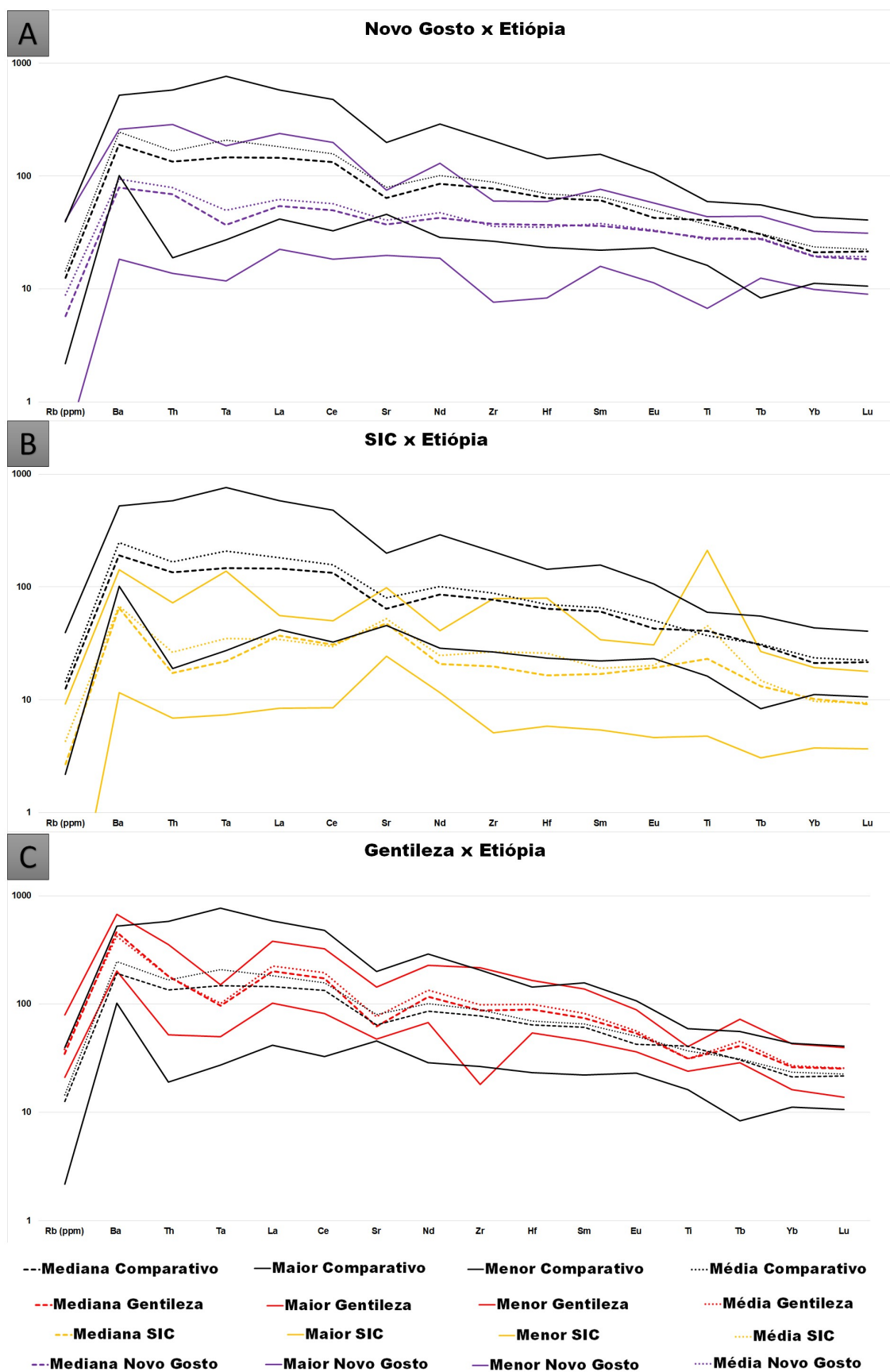
Com relação ao fracionamento dos ETR leves, os representantes do RLA (Afar  $\text{La/Sm} = 1,43 - 2,56$ ; Etiópia  $\text{La/Sm} = 1,90 - 3,72$ ) possuem valores próximos ao Novo Gosto ( $\text{La/Sm} = 1,41 - 3,14$ ), SIC ( $\text{La/Sm} = 1,56 - 2,17$ ) e Gentileza ( $\text{La/Sm} = 2,22 - 2,76$ ). Os análogos (Afar  $\text{Tb/Yb} = 1,19 - 1,39$ ; Etiópia  $\text{Tb/Yb} = 0,74 - 1,32$ ) apresentam um baixo fracionamento de ETR pesados, assim como Novo Gosto ( $\text{Tb/Yb} = 1,25 - 1,44$ ), SIC ( $\text{Tb/Yb} = 0,82 - 1,5$ ) e Gentileza ( $\text{Tb/Yb} = 1,58/1,78$ ).

O ambiente Afar apresenta anomalia positiva de Ta e Zr, além de anomalia negativa de Sr e Ti. No caso do Ta, as unidades do DC divergem, já que todas apresentam anomalia negativa. Quando se trata de Zr, Novo Gosto e Gentileza são contrários ao análogo, possuindo anomalia negativa, já a SIC não apresenta anomalia nenhuma para este elemento. Analisando o Sr observa-se, que a anomalia negativa das amostras do Afar também é vista no Novo Gosto e Gentileza, mas vista de forma contrária na SIC. Por fim, a anomalia negativa de Ti vista no ambiente comparado, também é vista no Novo Gosto e Gentileza, porém se apresenta de forma contrária na SIC.

O ambiente Etiópia apresenta anomalia negativa de Th e Sr. No caso do Th a SIC apresenta a mesma anomalia, enquanto Novo Gosto e Gentileza não possuem anomalia alguma para esse elemento. Já o Sr, tem a mesma anomalia negativa do análogo nas unidades Novo Gosto e Gentileza, porém, a SIC apresenta anomalia contrária para este elemento, ou seja, anomalia positiva.



**Figura 29:** Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Afar, (B) SIC vs Afar e (C) GEntileza vs Afar



**Figura 30:** Diagrama multielementar para comparação de geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Etiópia, (B) SIC vs Etiópia e Gentileza vs Etiópia.



Nas comparações de ambientes tipo rifte largos, foram utilizadas amostras do *Basin and Range* (Figura 31), uma região que possui uma crosta facilmente deformável, além de apresentar ligação com uma zona de subducção ativa, que forma a cordilheira de montanhas Cascade-Sierra.



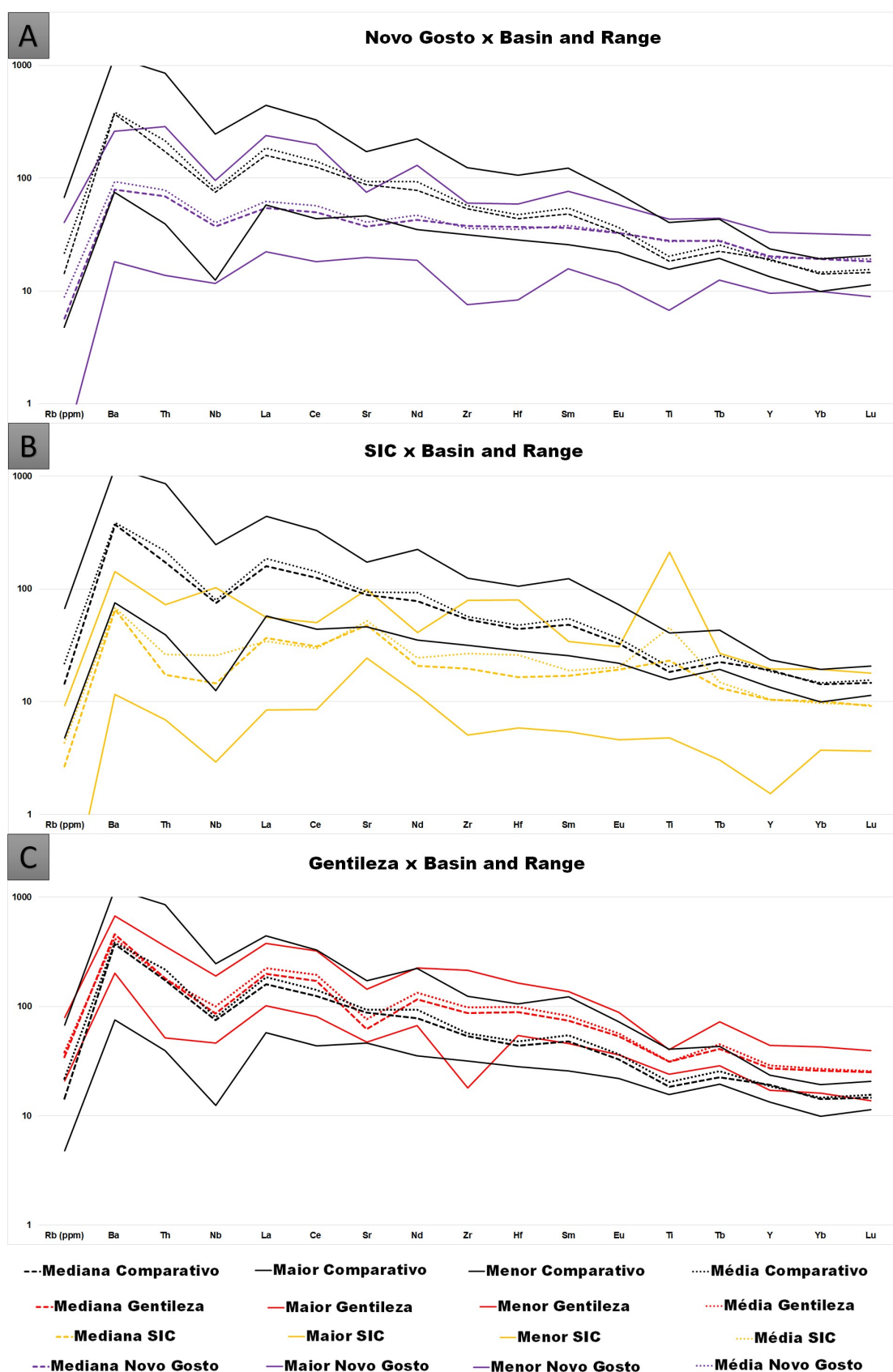
**Figura 31:** Imagem ilustrativa evidenciando o Basin and Range. (Fonte: Google).

As comparações Novo Gosto vs *Basin and Range* (Figura 32-A), SIC vs *Basin and Range* (Figura 32-B) e Gentileza vs *Basin and Range* (Figura 32-C), foram todas normalizadas pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995). Observa-se que as amostras do *Basin and Range* possuem alto enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados ( $La/Yb = 4,32 - 18,78$ ), enriquecimento este superior ao do Novo Gosto ( $La/Yb = 2,34 - 7,24$ ), SIC ( $La/Yb = 2,86 - 5,52$ ) e Gentileza ( $La/Yb = 5,93 - 8,59$ ).

O *Basin and Range* apresenta moderado fracionamento de ETR leves ( $La/Sm = 2,25 - 3,14$ ), assim como o Gentileza ( $La/Sm = 2,22 - 2,76$ ). Já o Novo Gosto ( $La/Sm = 1,41 - 3,14$ ) e SIC ( $La/Sm = 1,56 - 2,17$ ) possuem baixo fracionamento de ETR leves. Com relação ao fracionamento dos ETR pesados, o *Basin and Range* ( $Tb/Yb = 1,58 - 2,24$ ) possui valores um pouco superiores

ao Novo Gosto ( $Tb/Yb = 1,25 - 1,44$ ), SIC ( $Tb/Yb = 0,82 - 1,52$ ) e Gentileza ( $Tb/Yb = 1,58 - 1,78$ ).

O *Basin and Range* apresenta uma acentuada anomalia negativa de Nb, uma leve anomalia positiva de Sm, além de uma leve anomalia negativa de Ti. A anomalia negativa de Nb está presente em todas as unidades do DC. No caso do Sm, nenhuma unidade do DC apresentou anomalia para este elemento. O Ti, possui a mesma anomalia que o análogo nas unidades Novo Gosto e Gentileza, porém, a SIC possui anomalia contrária para este elemento.



**Figura 32:** Diagrama multielementar para comparação geoquímica, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). (A) Novo Gosto vs Basin and Range; (B) SIC vs Basin and Range; (C) Gentileza vs Basin and Range.



## 7. DISCUSSÕES

Os dois grandes grupos de ambientes tectônicos estudados, ambientes convergentes associados a arcos e divergentes associados a riftes, revelaram algumas semelhanças e diferenças com as rochas do DC.

Analisando os resultados obtidos nos limites divergentes, visualiza-se um padrão bastante distinto das rochas do DC com as rochas do Rifte do Leste da África, enquanto que as rochas do Rifte do *Basin and Range* possuem grande semelhança com as rochas do DC, principalmente no que diz respeito à assinatura de subducção.

Autores como Wilson (1989), Pearce (1996) e Condie (2001) afirmam que anomalias negativas de Nb, Ta e Ti são diagnósticas de basaltos pertencentes a arco vulcânico, gerados durante a desidratação e fusão parcial da crosta subductada, enquanto os ETRL são transferidos para cunha do manto, o Nb, Ta e Ti se comportam de forma insolúvel, ficando retidos na placa. Porém, Hawkesworth *et al.*, (1995), Li *et al.*, (2008) e Wang *et al.*, (2014) afirmam que as anomalias negativas de Nb, Ta e Ti também são observadas em basaltos continentais, basaltos estes denominados semelhantes a arco (*arc-like continental basalts*). As presenças dessas anomalias são atribuídas a fusões parciais de manto sublitosférico, previamente modificados por subducção. Por sua vez, Xia (2014) afirma que magmas derivados da astenosfera, contaminados por componentes litosféricos, são capazes de reproduzir as anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Enquanto Wang *et al.* (2015, 2016) afirma que esta anomalia pode ser gerada por fluídos provenientes da desidratação da zona de transição do manto, entre 410 e 660 Km de profundidade.

Da mesma forma, um ambiente de rifte é capaz de reproduzir uma assinatura tipicamente associada à zona de subducção (anomalia negativa de Nb e Ta), quando ocorre uma subducção adjacente ao ambiente de rifte, como é o caso do Rifte do *Basin and Range*.

Apesar de existir hipóteses sugerindo que o manto litosférico contaminado com antigas zonas de subducção possa imprimir essa assinatura em magmas de riftes continentais (Rocha-Junior *et al.*, 2013), visualiza-se claramente uma ausência dessa assinatura nas rochas do Rifte do Leste da

África, apesar destas estarem localizadas sobre um antigo cinturão Pré-Cambriano (~550 Ma) produzido através de arco magmático (Cinturão Moçambicano).

O *Basin and Range*, ambiente do tipo rifte largo que possui uma subducção adjacente, diferentemente do RLA, possui a assinatura de subducção bem evidenciada. Sendo assim, assinatura de subducção são muito mais comumente herdadas de mantos litosféricos modificados recentemente, por zonas de subducção e mais raro, em arcos magmáticos muito antigos (por exemplo do Pré-Cambriano).

Um exemplo de manto litosférico que supostamente tenha herdado assinaturas de um evento de subducção de mais de 500 Ma atrás é o manto sob os basaltos da Fm. Serra Geral, Bacia do Paraná, precursora do rifte que evoluiu para a formação do Oceano Atlântico. Uma clara assinatura de subducção ocorre preservada nessas rochas, sendo sugerido por Rocha-Junior *et al.* (2013), uma origem relacionada a uma fusão do manto litosférico previamente contaminado pela subducção Brasileira, que culminou com a colisão do Gondwana na região. Entretanto, uma zona de subducção é iniciada na margem oeste da América a alguns milhões de anos, antes da geração dos basaltos de platô da Fm. Serra Geral, podendo ela inclusive ter influenciado na assinatura impressa no manto astenosférico de todo o entorno.

A assinatura de subducção está presente em todos os grupos de rochas do DC, porém, essa assinatura se mostra mais forte na unidade Gentileza, que na SIC e no Novo Gosto. Outra observação importante é a inclinação dos padrões do DC. A Unidade Novo Gosto se comporta com inclinação mais suave do início para o fim dos diagramas multielementares. Já o Gentileza mostra a maior inclinação, sendo esse mais enriquecido em elementos incompatíveis que o Novo Gosto. Este enriquecimento pode estar associado ao fato das rochas básicas estarem em constante mistura de magmas com rochas félsicas, naturalmente mais enriquecidas nesses elementos ou uma própria variação da fonte geradora desses magmas.

As rochas básicas da Unidade Novo Gosto são essencialmente de origem ígnea e ocorrem comumente intercaladas com rochas de origem sedimentar, associação muito comum em ambientes extensionais. Além disso, essas rochas possuem uma assinatura de subducção com menos expressão

que as rochas da Unidade Gentileza. O padrão geoquímico é bastante parecido com o do modelo numérico, que representa o ambiente de retro-arco e com as rochas da cordilheira dos Andes Sul. Existe também uma semelhança com as rochas do Rifte *Basin and Range* e Arco Indonésia, principalmente com as rochas de natureza cálcio-alcálico.

As rochas da Unidade Gentileza por serem mais enriquecidas, possuem valores muito próximos dos valores dos representantes do RLA, entretanto, os padrões, e principalmente as anomalias dos elementos indicadores de ambiente (Nb, Ta, Ti), são diferentes, muitas vezes até contrárias. Os padrões das rochas da Unidade Gentileza possuem grande semelhança com as do *Basin and Range*, tanto no que diz respeito aos valores, quanto ao padrão e anomalia. Nos Andes Sul existe apenas a semelhança no padrão, já que o enriquecimento da Unidade Gentileza é muito maior que o representante andino.

A SIC possui semelhança de valores com as rochas do Rifte *Basin and Range*, e com as rochas de natureza toleítica do Arco de Ilha da Indonésia. O seu padrão é bastante particular e não apresenta semelhança com os ambientes comparados. As possíveis hipóteses para esse padrão particular da SIC são o fato de existirem rochas cumuláticas na unidade, que interferem no padrão geoquímico das rochas dificultando uma melhor interpretação, além de processos hidrotermais tardios.

Fazendo uma análise geral das comparações feitas neste trabalho, fica evidente que a gênese das rochas do DC tem alguma ligação com zona de subducção. A zona pode estar intimamente ligada, ou seja, essas rochas podem ter se formado em um arco magmático e/ou retro-arco ou a zona de subducção pode ser adjacente, como no caso do *Basin and Range*. Considerando características como extensão territorial, padrões geoquímicos e estruturas geológicas encontradas na região, sugere-se que o modelo evolutivo do Domínio Canindé está ligado aos ambientes de arco continental e retro-arco, mas não se descarta a possibilidade de um rifte com uma zona de subducção adjacente.

Futuros estudos isotópicos são necessários para elucidar a questão da contaminação do manto litosférico na assinatura de subducção, os quais não foram possíveis obter através da literatura.

## 8. CONCLUSÕES

As rochas do Domínio Canindé possuem a gênese associada à influência de uma zona de subducção próxima ou adjacente da região estudada.

A contaminação por assimilação crustal ou do manto litosférico previamente modificado por zona de subducção, não parece ser o motivo da assinatura típica dessa região, porém, dados adicionais de geoquímica isotópica são necessários para elucidar essa questão.

Os ambientes modernos que possuem características mais semelhantes ao Domínio Canindé são os ambientes do tipo arco continental, arco de ilha, retro-arco e rifte, com associação com zona de subducção.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, D.L., ZHANG, Y.S., TANIMOTO, T. 1992. Plume heads, continental lithosphere, flood basalts and tomography. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society, London, Special Publications vol. 68, pp. 99–124.
- BASTOW, I.D., NYBLADE, A.A., STUART, G.W., ROONEY, T.O., BENOIT, M.H., 2008. Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: rifting at the edge of the African low-velocity anomaly. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q12022.
- BASTOW, I.D., STUART, G.W., KENDALL, J.M., EBINGER, C.J., 2005. Upper mantle seismic structure in a region of incipient continental breakup: northern Ethiopian rift. *Geophysical Journal International* 162 (2), 479–493.
- BEZERRA, F.H.R. 1992. Geologia e evolução petrológica do Complexo Gabróico Canindé do São Francisco e rochas adjacentes (Sergipe e Alagoas). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNB, Brasília. 208p.
- BOCCALETTI, M., BONINI, M., MAZZUOLI, R., ABEBE, B., PICCARDI, L., TORTORICI, L., 1998. Quaternary oblique extensional tectonics in the Ethiopian Rift (Horn of Africa). *Tectonophysics* 287, 97–116.
- BONINI, M., CORTI, G., INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZARINI, F., ABEBE, T., PECSKAY, Z., 2005. Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation. *Tectonics* 24, TC1007.
- BRADSHAW, T. K.; HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K., 1993. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 116, n. 1-4, p. 45-62.
- BRITO NEVES, B. B. DE & CORDANI, U.G., 1973. Problemas geocronológicos do "Geosinclinal Sergipano" e do seu embasamento. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, Anais SBG 1:67-76.

BRITO NEVES, B. B., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, E. J., CAMPOS NETO, M. C., KOZUCH, M., 1995. O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4): 279-296.

BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A., 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 72-89.

BRYAN, W. B; THOMPSON, G., FREY, F. A., & DICKEY, J. S., 1976. Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep-Sea Drilling Project. *Journal of geophysical research*, v. 81, n. 23, p. 4285-4304.

CABANIS, B. & THIEBLEMONT, D., 1988. La discrimination des tholeiites continentales et des basaltes arriere-arc; proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(6), 927-935.

CAMPOS, R.S. & PHILIPP, R.P., 2007. Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 705-726.

CHERNICOFF, S. & VENKATAKRISHNAN, R., 1995. *Geology. An introduction to Physical Geology*, Worth publishers, New York.

CONDIE, K. C., ASTER, R. C., & VAN HUNEN, J., 2016. A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: Geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 543-553.

CONDIE, K.C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press, London, 326p.

CORTI, G., 2008. Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift. *Nature Geoscience* 1, 258–262

CORTI, G., 2009. Continental rift evolution: From rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Earth-Science Reviews* v.96, p, 1–53.

CPRM–SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Cap V, Geotectônica do Escudo Atlântico.

CPRM/CODISE. 1997. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe*. Texto e Mapa. Escala 1:250.000. Convênio CODISE/CPRM.

DAVISON, I., SANTOS, R. S., 1989. Tectonic evolution of the Sergipano belt, NE do Brasil, during the brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, v.45, p, 319-342.

DE LIZ, J. D., DE LIMA, E. F., NARDI, L. V. S., SOMMER, C. A., SALDANHA, D. L., & PIEROSAN, R., 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2), 244-255.

DILEK, Y., THY, P., 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc–forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, v. 113, p. 68-87.

DUCEA, M. N., BARTON, M. D., 2007. Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology*, 35(11), 1047-1050.

DUCEA, M. N., SALEEBY, J. B., BERGANTZ, G., 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 299-331.

- DUNBAR, J.A., SAWYER, D.S., 1989. Continental rifting at pre-existing lithospheric weaknesses. *Nature* 242, 565–571.
- ERNST, W.G., HACKER, B.R., BARTON, M.D., SEN, G., 1991. Igneous petrogenesis of magnesian metavolcanic rocks from the central Klamath Mountains, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 56 – 72.
- FARMER, G. L., PERRY, F. V., SEMKEN, S., CROWE, B., CURTIS, D., & DEPAOLO, D. J., 1989. Isotopic evidence on the structure and origin of subcontinental lithospheric mantle in southern Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7885-7898.
- FLOYD, P.A., 1989. Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society of London Special Publication vol. 42, pp. 215–230.
- FURMAN, T., BRYCE, J. G., KARSON, J., IOTTI, A., 2004. East African Rift System (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya. *Journal of Petrology*, 45(5), 1069-1088.
- FURMAN, T., GRAHAM, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 24, pp. 237-262). Elsevier.
- GAETANI G.A., & GROVE T.L., 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131:323–46.
- GANS, P. B., MAHOOD, G. A., SCHERMER, E., 1989. Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; A case study from the eastern Great Basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 233, 53 pp.
- GARFUNKEL, Z., BEYTH, M., 2006. Constraints on the structural development of Afar imposed by the kinematics of the major surrounding plates. *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), 23-42.
- GILL J., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag.
- GILL, J.B., GORTON, M., 1973. A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia. In: *The Western Pacific Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry* (P.J. Coleman, ed.), pp. 543-566. Perth: University of Western Australia Press.
- GILL, R., 2014. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Tradução de Félix José Nonnenmacher. Revisão Técnica de André W. de Borba. 1 Ed. Porto Alegre: Bookman, 427p.
- GOLLMANN, K., 2007. *Litoquímica e geoquímica isotópica das rochas metavulcânicas da Antiforme Canapé, Complexo Metamórfico Porongos, RS*. Dissertação de Mestrado em Geociências. UFRGS
- GROVE, T. L., TILL, C. B., KRAWCZYNSKI, M. J., 2012. The role of H<sub>2</sub>O in subduction zone magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 413-439.
- HACKER, B. R., ABERS, G. A., PEACOCK, S. M., 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- HAMILTON, W.B., 2003. The closed upper-mantle circulation of plate tectonics. In: Stein, S., Freymueller, J.T. (Eds.), *Plate Boundary Zones*. *Geodynamics Series Monograph*, American Geophysical Union vol. 30, pp. 359–410.
- HART, S. R.; GLASSLEY, W. E.; KARIG, D. E., 1972 Basalts and sea floor spreading behind the Mariana island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 15, n. 1, p. 12-18.

- HART, W. K., WOLDEGABRIEL, G., WALTER, R. C., MERTZMAN, S. A., 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7731-7748.
- HAWKESWORTH, C.J., LIGHTFOOT, P.C., FEDORENKO, V.A., BLAKE, S., NALDRETT, A.J., DOHERTY, W., GORBACHEV, N.S., 1995. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. *Lithos*, 34: 61-88.
- ISHIZUKA, O., TANI, K., REAGAN, M. K., 2014. Izu-Bonin-Mariana forearc crust as a modern ophiolite analogue. *Elements*, v. 10, p. 115-120.
- JARDIM DE SÁ, E. F., MORAES, J. A. C., SILVA, L. J. H. D., 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Anais (3), p. 1246.
- JONES, C. H., WERNICKE, B. P., FARMER, G. L., WALKER, J. D., COLEMAN, D. S., MCKENNA, L. W., PERRY, F. V., 1992. Variations across and along a major continental rift: An interdisciplinary study of the Basin and Range Province, western USA. *Tectonophysics*, 213(1-2), 57-96.
- KARIG, D. E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of geophysical research*, 76(11), 2542-2561.
- KELEMEN P. B., 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 120:1–19.
- KERANEN, K., KLEMPERER, S.L., 2008. Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift: implications for the development of continental rifts. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 96–111.
- KERANEN, K., KLEMPERER, S.L., JULIA, J., LAWRENCE, J.L., NYBLADE, A., 2009. Low lower-crustal velocity across Ethiopia: is the Main Ethiopian Rift a narrow rift in a hot craton? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q0AB01.
- KERR, A.C., 2003. Oceanic plateaus. In: Rudnick, R. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry* vol. 3, pp. 537–565.
- KERR, A.C., 2014. Oceanic plateaus. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust, second edition Treatise on Geochemistry* vol. 4, pp. 631–667.
- KHALIFA, I.H., EL-BIALY, M., HASSAN, D.M., 2011. Petrologic and geochemical characterization and mineralization of the metavolcanic rocks of the Heib Formation, Kid Metamorphic Complex, Sinai, Egypt. *Geoscience Frontiers*, 2 (3): 385-402.
- LARSON, R.L., 1991. Latest pulse of the earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology* 19, 547–550.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., WOOLLEY, A. R. 1992. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology*, v. 46, n. 1, p. 1-22.
- LE PICHON, X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661-3697.
- LI, Z.X., BOGDANOVA, S.V., COLLINS, A.S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R.E., FITZSIMONS, I.C.W., FUCHS, R.A., GLADKOV, D.P., JACOBS, J., KARLSTROM, K.E., LU, S., NATAPOV, L.M., PEASE, V., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K. VERNIKOVSKY, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179-210.

- LIVICCARI, R. E., PERRY, F. V., 1993. Isotopic evidence for preservation of Cordilleran lithospheric mantle during the Sevier-Laramide orogeny, western United States. *Geology*, 21: 719-722.
- LIZ, L. C. de C., 2017. Petrografia e geoquímica dos ortoanfibolitos das unidades Novo Gosto e Gentileza, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana, NE-Brasil.
- LUM, C.C.L., LEEMAN, W.P., FOIAND, K.A., KARGEL, J.A. AND FITTON, J.G., 1989. Isotopic variations in continental basaltic lavas as indicators of mantle heterogeneity: Examples from the western U.S. Cordillera. *J. Geophys. Res.*, 94: 7871- 7884.
- MABESOONE, J. M., 2001. História geológica da província borborema (ne brasil). Universidade Federal de Pernambuco. *Revista de Geologia*, 15, 119-129.
- MATTINSON J.M., 2013. Revolution and evolution: 100 years of U–Pb geochronology. *Elements* 9:53–57.
- MAZZUCHELLI, M., RIVALENTI, G., MENEZES LEAL, A.B., GIRARDI, V.A.V., BRITO NEVES, B. B., TEIXEIRA, W., 2000. Petrology of metabasaltic dykes in the Diamantina region, Minas Gerais, Brazil. *Periodico di Mineralogia*, 70: 231-254.
- MCDONOUGH, W.F., SUN, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- MECENAS. K.F.S., 2019. As rochas vulcânicas da ilha são jorge, açores (portugal): petrografia e geoquímica.
- MENEZES LEAL, A.B., PAUL, D., SILVEIRA, W.P., BASTOS LEAL, L.R., CRUZ, S.C.P., SANTOS, J.P., 2008. Geoquímica das rochas meta-vulcânicas máficas do greenstone belt de Riacho de Santana, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3): 476-487.
- MIINTENER O., KELEMEN P., GROVE T., 2001. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141:643–58.
- NASCIMENTO, R.S., 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental Neoproterozóica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 159p.
- OLIVEIRA, E.P., TARNEY, J., 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 125-140.
- OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAUJO, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181, 64-84.
- PASSOS, L. H., 2016. Caracterização petrográfica, química mineral e geotermobarometria de rochas da Unidade Novo Gosto, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana. Dissertação de Mestrado em Geociências. UNB.
- PEARCE, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Geological Association of Canada Special Publication, 12: 79-113.
- PEARCE, J. A., 2014. Immobile Elements Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10: 101-108.
- PEARCE, J. A., PEATE, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and planetary sciences*, 23(1), 251-285.



- PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- ROCHA-JÚNIOR, E.R.V., MARQUES, L.S., BABINSKI, M., NARDY, A.J.R., FIGUEIREDO, A.M.G. & MACHADO, F.B., 2013. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 46: 9-25.
- ROGERS, G.C., 1982. Oceanic plateaus as meteorite impact signatures. *Nature* 299, 341–342.
- ROYER, J. Y., GORDON, R. G., HORNER-JOHNSON, B. C., 2006. Motion of Nubia relative to Antarctica since 11 Ma: Implications for Nubia-Somalia, Pacific–North America, and India-Eurasia motion. *Geology*, 34(6), 501-504.
- RUDNICK R. L., 1995. Making continental crust. *Nature* 378:571–78.
- SANTOS, R. A., MENEZES FILHO, N. R., SOUZA, J. D., 1988. Programa de levantamentos geológicos Básicos do Brasil; carta metalogenética/previsional- escala 1:100.000 (Folha CS.24-XC- VI Piranhas). DNPM/CPRM, 4 volumes.
- SANTOS, R. G., MORAES, L. C., BRAZ FILHO, P. A., 1990. Projeto Canindé: relatório preliminar de pesquisa. 2ª fase. Salvador: CPRM. v.1,
- SANTOS, R.A., MARTINS, A.A.M., NEVES, J.P., 1998. Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe. CPRM/Codise. 107p.
- SAUNDERS, A. D., & TARNEY, J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1), 59-76.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(4), 555-572.
- SEIXAS, S.R.M., MORAES, L.C., 2000. The Canindé Domain: its different gabbroic rocks. In: *Internatinal Geological Congress, Rio de Janeiro*, 31, Anais, p.6. 64.
- SHERATON, J.W., 1984. Chemical changes associated with high-grade metamorphism of mafic rocks in the east Antarctic shield. *Chemical Geology*, 47:135-157.
- SILVA FILHO, M. A., 1976. A suíte ofiolítica da Geosinclinal de Propriá. XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, Anais SBG 1:51-58.
- SILVA FILHO, M. A., 1998. Arco vulcânico Canindé – Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas mesoproterozóicas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 40*, Belo Horizonte, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 16.
- SILVA FILHO, M.A., BONFIM, L.F.C., SANTOS, R.A., LEAL, R.A., BRAZ FILHO, P.A., RODRIGUES, T.L., SANTOS, J.C. BRUNI, D.C., 1979. Projeto Complexo de Canindé do São Francisco. Relatório Final. DNPM/CPRM.
- SMITH, A.D., LEWIS, C., 1999. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth-Science Reviews* 48, 135–182.
- SOUZA JUNIOR, F. D.; LENZ, C.; PINTO, V. M.; LIMA, R. G.; MOTA, I. C. T., 2012. Mapeamento geológico (1:70000) da porção sudeste do domínio Canindé, Sergipe, NE-Brasil. In: *46 Congresso Brasileiro de Geologia*, Santos-SP.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in ocean basins*, Geological Society of London, Special, Publication, 42, 313-345.

- SUN, TUNG-TIEN; SHIH, CHIAHO; GREEN, HOWARD., 1979. Keratin cytoskeletons in epithelial cells of internal organs. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 76, n. 6, p. 2813-2817.
- TEJADA, M.L.G., MAHONEY, J.J., NEAL, C.R., DUNCAN, R.A., PETTERSON, M.G., 2002. Basement geochemistry and geochronology of central Malaita, Solomon Islands, with implications for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau. *Journal of Petrology* 43, 449–484.
- TROMPETTE R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82:101-112.
- TROMPETTE, R., 1994. *Geology of Western Gondwana*. A. Balkema, Amsterdam, 350.
- VERSFELT, J., ROSENDAHL, B.R., 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi: East Africa. *Nature* 337, 354–357.
- WANG X.C., WILDE, S.A., XU, B., PANG, C.J., 2016. Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination. *Lithos*, 261: 5-45.
- WANG, P., GLOVER III, L., 1992. A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth-Science Reviews* 33, 111–131.
- WANG, X.C., LI, Z.X., LI, J., PISAREVSKY, S.A. & WINGATE, M.T.D., 2014. Genesis of the 1.21 Ga Marnda Moorn large igneous province by plume–lithosphere interaction. *Precambrian Research*, 241: 85-103.
- WANG, X.C., WILDE, A.S., LI, Q.L., YANG, Y.N., 2015. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. *Nature Communication*, 6.
- WEAVER, B.L., TARNEY, J., 1981. Chemical changes during dyke metamorphism in highgrade basement terrains. *Nature*, 289: 47–49.
- WESTERVELD, J., 1952. Quaternary volcanism on Sumatra. *Bull. Geol. Soc. Am.* 63, 561-594.
- WHITE, WILLIAM M., 2013. *Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- WHITFORD, D. J., JEZEK, P. A., 1979. Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia: trace element and Sr isotope evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(2), 141-150.
- WILSON, B. M., 2007. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media.
- WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London (464 pp).
- WINGE, M., SANTOS, M. D., 2001. Glossário geológico ilustrado. Publicado na Internet em, v. 2001.
- WINTER, J. D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology* (Vol. 697). New Jersey: Prentice hall.
- WOLDEGABRIEL, G., ARONSON, J.L., WALTER, R.C., 1990. Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopia Rift. *Geological Society of America Bulletin* 102, 439–458.
- WOLFENDEN, E., EBINGER, C., YIRGU, G., RENNE, P., KELLEY, S.P., 2005. Evolution of the southern Red Sea rift: birth of a magmatic margin. *Geological Society of America Bulletin* 117, 846–864.

XIA, L., LI, X., 2018. Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting. *Gondwana Research*

XIA, L.Q., 2014. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones. *Earth-Science Reviews*, 139: 195-212.

XIA, L.Q., LI, X.M., YU, J.Y., WANG, G.Q., 2016. Mid-Late Neoproterozoic to Early Paleozoic volcanism and tectonic evolution of the Qilianshan, NW China. *GeoResJ* 9-12, 1–41.